



E-kursuse "**Keskkonnaseire füüsikalised alused**" materjalid

Aine maht 3 EAP

Marko Kaasik (Tartu Ülikool), 2011

1. Sissejuhatus. Milliseid keskkondi seiratakse?

1.0. Mis on seire?

See punkt on tähistatud nulliga selle pärast, et seire mõiste defineerimine peaks olema väljaspool selle kursuse teemaderingi ja määratlus peaks olema kuulajale/lugejale juba kusagil varem antud. Teisalt on eesti traditsioonis antud erinevaid määratlusi ja segadust on palju, nii et tuleb selgitada, mida edaspidi seire all mõeldakse.

Inglise keeles on kolm terminit: *monitoring*, *survey* ja *surveillance*, mille kõigi vastena eesti keeles kasutatakse “seire”.

- Monitoring – me teame mida, kuidas ja milleks me mõõdame ning on kindlad kriteeriumid aparatuurile, sagedusele jms. Näiteks EL õhuseires pidevmõõtmistel 95% ajaline kaetus, pistelistel 14%, mõlemal juhul kindlad kriteeriumid mõõtmiste täpsusele.
- Survey – on kindlad kriteeriumid, kuid programm ei ole nii selgelt paigas.
- Surveillance – me alles otsime, mida, kas ja kuidas seirata.

Teiselt poolt eesti keeles kuuluks nagu loomulikult seire alla ka kaugseire, mille inglisekeelne vaste on *remote sensing*, seega pole otsest mõistelist seost ühegi eespool toodud vastetest! Tegelikult võib kaugseiret kui tehnoloogiat või meetodit kasutada kõigil kolmel eesmärgil. Ajaloolise arengu ja keelekasutuses kujunenud tavade tõttu ongi eestlase jaoks seosed veidi erinevad, sellest lähtuvalt õppekursused omamoodi komplekteeritud jne. ilmselt kuni seire praktikani välja.

Selles kursuses asetame rõhu mõõtmis- vaatlus- ja arvutusmeetoditele, mida kasutatakse rutiinses elukeskkonna jälgimises, väga kitsa rakendusega või ebakindlas arenemisjärgus olevatele meetoditele suuremat tähelepanu ei pööra.

1.1. Mis on füüsikalised alused ja meetodid?

See kursus käsitleb keskkonnaseire **füüsikalisi** alused. Eesti Entsüklopeedia järgi on füüsika (kr. *φυσική*, tuleneb sõnast *φύσις* – loodus; seega ligikaudne vaste ‘looduse uurimine’; veel seoseid: *φυσικά* – loomulikult, *φυσικός* – (1) looduslik, loomulik, (2) füüsik) “loodusteadus, mis uurib kõigi mateeria vormide liikumise ja vastastikuste seoste kõige üldisemaid ja põhilisemaid seaduspärasusi”. Niisiis, läbi alusmõistete defineerides jääb asja sisu küllaltki laialivalguvaks.

Füüsika mõiste tõi teadusesse Makedoonia Aleksander Suure õpetaja **Aristotéles** (384-322 e.m.a.) küllaltki eespool välja öeldud määratluse vaimus. Sügavam sisu anti sellele mõistele 17. – 18. sajandil, mil arendati välja taevamehhaanika (õpetus planeetide liikumisest), ballistika (õpetus ülesvisatud kehade liikumisest) ja geomeetrilise optika alused. Füüsikast sai range matemaatiline teooria, just nende probleemide lahendamiseks loodi diferentsiaal- ja integraalarvutus. Füüsika piiritlemisel oluliseks tunnusjooneks on see, et rakendatakse matemaatilist aparatuuri tervikliku nähtuste süsteemi tasandil (mitte pelgalt empiirilisi valemeid üksikute nähtuste kohta) ja teooria kõlblikkuse kriteeriumiks on lisaks kooskõlale eksperimendiga ka matemaatiline süsteemsus. Vastavalt katse- ja arvutustehnika arengule on füüsika tunginud teiste teaduste traditsioonilistesse uurimisvaldkondadesse (näiteks bio- ja geofüüsika). Füüsika areng on olnud ajaloo

vältel suurim stiimul uute matemaatikateooriate arendamiseks. Viimasel ajal toidab füüsika tehniliste lahenduste kaudu otseselt infotehnoloogia arengut.

Püüame nüüd kursuse sisu ära piiritleda. Elukeskkonnas toimivate füüsikaliste nähtuste ja neist tulenevate meetodite all mõistetakse tänapäeval eelkõige järgmisi.

- Mehhaanilised nähtused – füüsikaliste kehade, sealhulgas pidevate keskkondade (õhk, vesi) liikumine ja vastasmõju. Selle alla kuuluvad ka helilained – akustika, samuti mikrofüüsikalised nähtused, näiteks Browni liikumine, aerosooliosakeste ühinemine ehk koaguleerumine. Maakoore mehhaanikal põhineb seismoloogia.
- Elektrinähtused – näiteks aerosooliosakeste laadumine atmosfääris, äike.
- Soojusnähtused – soojusülekanne atmosfääris, veekeskkonnas, mullas, vee aurustumine ja kondenseerumine.
- Elektromagnetlained – nähtav, infrapunane ja ultravioletne valgus, raadiolained, röntgen- ja gammakiirgus. Sellel põhinevad paljud seiremeetodid, eriti oluline on kiirgus valgus- ja raadiodiapasoonis.
- Tuumanähtused – elukeskkonnas eelkõige ioniseeriva kiirguse eri liigid ja radioaktiivne saastumine.

Lisaks füüsikalistele alustele on keskkonnaseires vaja tunda keemilisi, bioloogilisi, geoloogilisi, geograafilisi jm. aluseid, mis ei ole otseselt selle kursuse sisu. Siiski, seiremeetodid on tihedalt läbi põimunud ja füüsikalisi meetodeid kasutatakse kõikjal, näiteks optilised vm. füüsikalised detektoreid on valdavad keemilisel analüüsil reaalajaseires, taimkatte kaugseire põhineb nähtaval ja infrapunasel kiirgusel.

1.2. Atmosfäär

Atmosfäär on füüsikaliste omaduste poolest mitmepalgeline.

Meteoroloogilised nähtused ehk ilm kujuneb otseselt õhus kui pidevas keskkonnas: õhutemperatuur ja -niiskus, õhurõhk, õhu liikumine ehk tuul. Pilvede ja sademete tekkimisel on võtmetähtsusega soojuslik protsess – veeauru kondenseerumine. Otseselt tajutavatest parameetritest on päikeseikiirgus atmosfäärivälist päritolu, kuid sedagi mõjutavad pilvisus ja atmosfääri läbipaistvus. Aluspinna ebahürtlane soojenemine päikeseikiirguses tekitab vertikaalsed õhuvoolud ja sellest johtuvalt õhurõhu erinevused, mis omakorda käivitavad horisontaalse liikumise (atmosfääri “soojusmasin”). Atmosfääri kui pideva keskkonna liikumised on määravad saasteainete levimisel õhus.

Optiline kiirgus atmosfääris on lisaks päikeseikiirgusele veel aluspinnalt peegeldunud lühilaineline (nähtav, ultraviolet, lähis-infrapunane) kiirgus ning aluspinna (maa, vee) ja atmosfääri soojuskiirgus (infrapunane kiirgus). Kiirguse poolt aluspinnale üleantav soojushulk sõltub kiirguse energiatihedusest, see omakorda päikese kõrgusest (solaarkliima) ning atmosfääri läbipaistvusest.

Atmosfääri keemiline koostis mõjutab oluliselt kliimat ja elusloodust. Lisaks peaaegu muutumatule põhikoostisele (u. 78% lämmastikku, 21% hapnikku ja 1% argooni) sisaldab atmosfäär väga muutlikul hulgal veeauru: tähtsusetutest protsendi murdosadest kuivas ja külmas õhus kuni umbes nelja protsendini niiskes troopikas (veeauru muutlikkuse tõttu antakse põhikomponentide hulga kuiva õhu kohta, st. ilma veeauruta). Vee aurustumine neelab aluspinnal palju soojusenergiat, see vabaneb sademete moodustumisel jahedamates kõrgemates õhukihtides, andes tõusvatele õhuvooludele veel hoogu juurde. Veeaur on oluline soojuskiirguse neelaja ja osaleb keemilistes reaktsioonides, sealhulgas paljude saasteainetega.

Süsinikdioksiid (CO_2) on ka atmosfääri muutlik komponent, kuid muutuste ulatus on palju väiksem kui veeauru puhul. CO_2 kontsentratsioon sõltub taimede elutegevuse intensiivsusest Maa keskmisena: kuna põhjapoolkeral on oluliselt rohkem maismaad, seega ka taimestikku, siis põhjapoolkera suvel on ülekaalus taimekasv ja süsinikdioksiidi kontsentratsioon langeb. Vastupidi, talvel valdavad lagunemisprotsessid ja CO_2 kontsentratsioon tõuseb. Süsinikdioksiid neelab intensiivselt Maa soojuskiirgust ja seega soojendab Maad (nn. kasvuhooneefekt). Viimase saja aasta jooksul on fossiilsete kütuste põletamise tõttu süsinikdioksiidi kontsentratsioon aasta keskmisena kasvanud umbes poolteist korda, ulatudes u. 370 ppm-ini. Sarnaselt süsinikdioksiidiga on kasvuhoonegaasina inimkonna “murelapsiks” metaan (CH_4), mida eraldub riisipõldudest ja mäletsejate loomade elutegevuse tulemusena.

Stratosfääris 15 – 20 km kõrgusel maapinnast asub nn. osoonikiht, kus päikese ultraviolettkiirguse toimel tekkinud osoon (O_3) kaitseb Maad täielikult elule ohtliku kalgi ultraviolettkiirguse (lainepikkusega alla 290 nm: see, mis ei päevita vaid “põletab”) eest. Polükloreeritud orgaaniliste ühendite kasutamise tõttu on selles kihis osooni viimastel aastakümnetel vähemaks jäänud (nn. osooniauk). Ultraviolettkiirguse jälgimine annab teavet osoonikihi seisundi kohta.

Ioniseeriv kiirgus on nähtus, mis levib Maal peamiselt atmosfääris. Teised keskkonnad (hüdrofäär, litosfäär) vahetuks läbimiseks kiirguse poolt liiga tihedad, küll aga võivad nad edasi kanda kiirgavat ainet. Peamised kiirguse liigid on gammakiirgus (kõrge energiaga footonid), beetakiirgus (kiired elektronid), alfakiirgus (heeliumi aatomi tuumad) ja neutronikiirgus. Vaid gamma- ja neutronikiirgus läbivad õhus atmosfääri mõõtmatega võrreldava vahemaa, beeta- ja alfakiirgus levivad atmosfääris radioaktiivse tolmu abil, mis võib sadestuda ja mida võib inimene või loom sisse hingata ja sisse süüa.

Väike hulk ioniseerivat kiirgust jõuab maapinnale kosmosest. Kuigi Maa ionosfäär ja alumised tihedad õhukihid neelavad suurema osa kiirgusest, jõuavad maapinnani üksikud kosmilistes protsessides tekkinud väga kõrge energiaga osakesed, millesarnaseid ükski maapealne kiirendi anda ei suuda. Nende mõju inimesele ja elusloodusele on tühine, sest neid on nii vähe.

Müra kujutab endast õhus levivaid (tugevaid) helilaineid. Elusloodusele toimib helirõhk, mille üldtuntud logaritmiline ühik on detsibell (dB). Eriti aktuaalne on inimtekkelise müra seire mürarikka tootmise, tiheda liiklusega teede, aga ka mitmete muude ettevõtmiste (näiteks rock-kontserdid) läheduses.

Tähelepanu! Õhu väiksema tiheduse (ja seetõttu suurema liikuvuse) tõttu muutub atmosfääri seisund võrreldes teiste keskkondadega üldiselt kiiremini. Seetõttu peab kiiresti toimima ka seire: ilmavaatluste korral on kaasajal üldlevinud samm 3 tundi, pideva õhuseire jaamad registreerivad kontsentratsioone õhus mitmeid kordi tunnis, sageli mitmeid kordi minutis, üldistatud tulemused antakse tavaliselt tunnikeskmena.

1.3. Hüdrofäär

Vee liikumise üldised seaduspärasused suurtes veekogudes (mered, suured järved) sarnanevad paljuski õhu liikumisele atmosfääris, kusjuures põhilised välised tegurid on päikeseikiirgus (soojendab pinnakihti) ja tuul (liigutab pinnakihti, tekitab pinnalaineid). Seetõttu sarnaneb liikumine (tsirkulatsioon) sügavas meres atmosfääri liikumisega “peegelpildis”: liikumapanevad jõud lähtuvad ülalt (pinnalt), staatilisem

keskkond on sügavamates kihtides. Madalas vees (kuni kümmekond, maksimaalselt paarkümmend meetrit) on aktiivsem osa ka põhjakihtidel (põhjani ulatuv päikesekiirgus, murdlainetus).

Mõju kliimale. Maailmamere ja mandri erinevad omadused on kliima kujunemisel tähtsusest teine tegur päikesekiirguse hulga järel. Vee suurem soojusmahtuvus maa pinnakihi võrreldes tagab merel ja mereäärsetel aladel palju ühtlasema temperatuuri nii öö-päeva kui suve-talve lõikes. Briti saarte merelises kliimas on kõige soojema ja külmima kuu keskmiste temperatuuride erinevus vaevalt 15 kraadi (alla nulli kuukeskmisi temperatuure ei esine), teravalt kontinentaalses Siberis samal laiuskraadil ligi kolm korda suurem (kesktalvine keskmine temperatuur umbes -20°C). Selle tõttu on elusloodus neid paigus väga erinev.

Huvitav tähelepanek. Lõuna-Siberis ei saa kasvatada õunapuid, sest külm võtab need talvel ära. Küll aga saab kasvatada arbuuse, sest arbuus on üheaastane taim ja suvesoojust jätkub viljade valmimiseks. Soojast merest auruv vesi põhjustab sademeid lähedalasuval külmemal mandril (Eesti kliimas tüüpiline olukord sügisel ja talvel). Vastupidi, külm merehoovus kuuma kliimaga maismaa lähedal põhjustab laskuvaid õhuvoole, püsivad kõrgrõhkkonda ja sealtkaudu kõrbekliimat (näiteks Tšiili rannik).

Temperatuur. Vee temperatuur on oluline nii elusloodusele kui ka tsirkulatsioonile veekogus. Viimane tuleb eriti teravalt ilmsiks väikestes sügavates seisuveekogudes (järvedes). Kui vesi on soojem kui $+4^{\circ}\text{C}$, siis on soojem vesi väiksema tihedusega ja tõuseb pinnale. Suvel kujuneb Eesti järvedes soe pinnakiht, mille all sügavamates järvedes (u. 10 m ja rohkem) võib vesi säilitada umbes aasta keskmise temperatuuri (4 – 6 kraadi). Talve saabudes pinnakiht jaheneb ja jahenedes raskemaks muutunud vesi segab selle laskudes läbi. Kui vee temperatuur pinnakihis langeb alla $+4$ kraadi, siis toimub järsk muutus: temperatuuri edasise langusega vee tihedus väheneb ja külm vesi jääb pinnale kuni jäätub. Segunemine pinnakihis lakkab. Vee paisumise tõttu tahkumisel (küllaltki ebatavaline füüsikaline omadus) ei jäätu sügavad veekogud põhjani.

Ka siin esineb teatud sarnasus atmosfääriga. Kui aluspind on külmem kui õhk, siis moodustub selle lähedale õhuke, külm ja väga halvasti segunev õhukiht (stabiilne stratifikatsioon). Kui aluspind on soojem, siis seguneb õhk kuni mõne kilomeetri kõrguseni hästi läbi (labiilne stratifikatsioon). Õhu väiksema soojusiniertsu tõttu muutub stratifikatsioon maapinna kohal ööpäeva jooksul, kuid polaaraladel ja selle lähedal (ka Eestis) võib stabiilne stratifikatsioon püsida talvel päevi, väga kontinentaalsetel aladel (Antarktika, Ida-Siber) kuid. Jäävaba meri põhjustab parasvöötmes suvel tüüpiliselt stabiilset ja talvel labiilset stratifikatsiooni. Õhu intensiivne segunemine soodustab vee kiiret aurustumist ja sademete tekkimist.

Temperatuuri muutuste ja tsirkulatsiooniga seostub dramaatiline nähtus Vaikses ookeanis – El Niño. Perioodiliselt nõrgeneb külm hoovus Lõuna-Ameerika läänerranniku lähedal, vesi soojeneb ja piirkonna tavaline vee-elustik saab tõsiselt kannatada. See on ränk hoop sealsele kalandusele.

Vee keemiline koostis ja lisandite transport. Nii merevees kui magevees on lahustunud väga erinevaid keemilisi lisandeid, millest osa võivad olla (inimtekkelised) saasteained, mõjudes halvasti mereelustikule ja/või inimese tervisele. Lisandite horisontaalne transport toimub meres hoovustega, siseveekogudes allavoolu. Seepärast on läbivooluga järvedes suurem oht pinnavee kaudu saastatud saada, aga ka kiirem puhastumisvõime kui umbjärvedel. Keemiliste lisandite vertikaalne ülekanne toimub vee segunemisega. Kui temperatuuri vertikaalne käik ei soodusta segunemist (vt. eelmine punkt), siis jääb vee massiga võrreldes väikeses koguses pinnalt vette sattunud lisand pikaks ajaks vaid pinnakihti. Ookeani süvakihtides toimub vertikaalne veevahetus aeglase tõusvate ja laskuvate vooludega aastasade ja –tuhandete jooksul. Põhjavee vahetumise kiirus võib olla eri kohtades väga erinev: karstialadel jõuavad kõik keemilised ja isegi makroskoopilised lisandid põhjavee ülalhorisontidesse peaaegu hetkeliselt (vastavalt vee valgumise kiirusele piki lõhesid),

paljudes kohtades aga kujutab põhjavesi endast vettpidavate kihtide vahele “tardunud” fossiilset loodusvara. Pinnase erinevate füüsikaliste omaduste (kapillaarsus) tõttu on põhjavesi Lõuna-Eestis palju paremini kaitstud kui Põhja- ja Lääne-Eestis.

Soolsus. Enamik keemilisi lisandeid esinevad looduses nii väikestes kogustes, et ei mõjuta oluliselt vee füüsikalisi omadusi. Sool (peamiselt naatriumkloriid, väiksemas koguses muud soolad) meres on erandiks. Maailmamere soolsus on keskmiselt umbes 35‰ (1‰ (promill) = 1/1000). Vett mineraalsoolade sisaldusega üle 3‰ loetakse soolaseks ja alla 0,3‰ mageveeks, nende vahele jääb looduses suhteliselt harva esinev riimvesi. Kuigi suurem osa maailmamere veemassist on soolsuselt väga lähedal keskmisele, esineb olulisi kõrvalekaldeid seal, kus on tugev magevee juurdevool: suurte jõgede suudme lähedal, tugevate (troopiliste) vihmade korral. Suletuse ja tugeva magevee sissevoolu tõttu on Läänemere vesi palju magedam kui ookeanivesi (kõigub 7 – 9‰ vahemikus, lahtedes kohati vaid 3‰). See asjaolu on kujundanud Läänemerest ainulaadse (küllaltki liigivaese, sest ei sobi hästi ei mere- ega mageveeliikidele) elustikuga ökosüsteemi.

Soolsus mõjutab merevee tsirkulatsiooni: soolasem vesi on raskem ja vajub põhja, magedam vesi on kergem ja tõuseb (jääb) pinnale. Soolsuse ja temperatuuri erinevad kombinatsioonid põhjustavad maailmameres keerukaid tsirkulatsioonimustreid.

Mehhaanilised lisandid (hõljum). Vees leidub sõltuvalt selle päritolust mineraalseid osakesi, mikroskoopilisi elusorganisme (plankton) ja surnud orgaanilist ainet (nn. kollane aine). Elusorganismide kasv ja paljunemine sõltub nii keemilistest (toitained) kui ka füüsikalistest teguritest (temperatuur, päikesekiirgus). Eriti suurt praktilist huvi pakuvad tsüanobakterite (vanamoeliselt: sinivetikate) perioodilised vohamised (“õitsemised”), mille füüsikalised tingimustest olulisimad on soe vesi ja piisav päikesekiirgus, aga ka toitainete transport vees. “Õitsemise” kõik mehhanismid ei ole veel täpselt teada.

Erinevalt (üldjuhul) õhust on vesi võimeline kandma makroskoopilisi (ujuvaid) esemeid. Viimastel aastatel on kõikvõimalik inimtekkeline prügi muutunud ohtlikuks mere-elustikule.

Vee läbipaistvus seostub otseselt mikroskoopilise hõljumi kontsentratsiooniga. Mida rohkem on vees valgust neelavat ainet, seda vähem paistab vesi läbi. Väga halva läbipaistvuse korral (näiteks rabalaukas) neeldub peaaegu kogu päikesekiirgus pealmises umbes meetripaksuses kihis, soojendades seda oluliselt, samal ajal kui sügavamates kihtides on jahe ja pime. Parema läbipaistvusega vees jaotub ka temperatuur ühtlasemalt. Seega saab taimne (fotosünteesiv) elu halva läbipaistvusega veekogudes eksisteerida vaid õhukeses pinnakihis, samas ise vähendades läbipaistvust (fütoplankton).

Õlireostus on drastiline näide veekeskonna mõjutamisest suures osas füüsikaliste tegurite kaudu. Kuna enamik naftasaadusi on veest kergemad, jääb õlilaik õhukese kihina pikaks ajaks veepinnale ujuma, kuni biokeemilised protsessid ta lagundavad või inimene võimaluste piires reostuse likvideerib. Kleepuv õlikiht ei mõju hukutavalt mitte ainult veelindudele ja –loomadele. Õli moodustab veepinnal “õhukindla katte”, mille tõttu kogu ökosüsteem jääb hapnikunälga. Õlikile mõjutab ka veekogu kiirgusrežiimi ja selle kaudu temperatuuride jaotust.

Lumi ja jää (krüosfäär). Jää ja selle peeneteraline vorm lumi on väga olulised kliima kujundajad. Antarktika ja Gröönimaa jääkilbid moodustavad u. 90% mageveest Maal. Kui taimestik peegeldab tüüpiliselt 20 – 30% pealelangevast päikesekiirgusest, siis lume puhul (alates paksusest umbes 10 cm, siis kui lumekiht enam läbi ei paista) on peegeldunud ja neeldunud osad vastupidises suhtes, värske puhas lumi peegeldab rohkem kui 80%. See soodustab veelgi õhu jahtumist ja stabiilse stratifikatsiooni

tekkimist atmosfääri pinnakihis. Lumi on väga halb soojusjuht. Juba paarikümnesentimeetrise lume paksuse juures kujuneb välja selline temperatuuriprofiil, kus maapinnal on külma vaid mõni kraad, kuigi lume pinnal võib olla samal ajal 20 – 30 kraadi külma. Seega on lume pinnaga kontaktis olev atmosfäär peaaegu täielikult isoleeritud ka mulda akumulbeerunud soojusest. Teiselt poolt kaitseb lumi maad sügava külmumise eest. Jää suurtel veekogudel mõjutab ilma umbes samamoodi nagu lumi maapinnal: isoleerib atmosfääri soojemast veepinnast. See soodustab edasist õhu jahtumist ja vähendab drastiliselt aurumist. Nende asjaolude tõttu on lume paksus ja merejää katvus tähtsad meteoroloogilise seire objektid.

Sadav lumi neelab õhus leiduvaid lisandeid teistmoodi kui vihm. Vees lahustuvad gaasid peaaegu ei ole lumega väljapestavad, välja arvatud pilve sees, kus tavaliselt leidub mingi kogus allajahtunud veetilgakesi. Teiselt poolt haarab lumehelbe suur ja liigestatud pind endaga hästi kaasa mikromeetri suurusjärgus aerosooliosakesi. Mõnedel andmetel võib olla nende väljasadestumine lumega olla palju kordi efektiivsem kui vihmaga.

1.4. Litosfäär

Maaväriad ja vulkanism on läbinisti füüsikalised protsessid. Maa-alused tõuked ja vulkaanipursked tulenevad maakoore osade liikumisest üksteise suhtes. Vulkaanid purskavad maakoore “pragudes”, kus Maa vahevöö (maakoore aluse osa) vedel mineraalne (magma) tõuseb maapinnale. Maavärinad ja (merealuse maavärina korral) tsunamid tekivad siis, kui maakoore osad nihkuvad järsku teineteise suhtes. Maavärin on seda tugevam, mida suurem on nihe. Eestis on esinenud tajutava tugevusega maavärinaid iga mõne aasta järel, need on arvatavalt põhjustatud pingetest, mis tekivad maapinna tõusust (Põhja- ja Lääne-Eestis mõni millimeeter aastas merepinna suhtes).

Viimastel aastakümnetel on tehtud teatavaid edusamme maavärinate ja vulkaanipursete prognoosimiseks. Selleks on vaja nii mudelit, mis põhineb füüsikalistel teadmistel maakoore mehhaanikast kui ka mõõtmisi, mis sellist mudelit algandmetega varustavad. Erinevate maapinna osade asendit üksteise suhtes tuleb mõõta millimeetritäpsusega, mida mitmetes ohtlikes kohtades ka tehakse (näiteks Islandil). Tajutava tugevusega tõugetest palju rohkem esineb nõrgemaid, mida seismograafid siiski registreerivad. Määratakse tõuke põhjustanud sündmuse täpne asukoht maakoore (hüpotsenter, selle kohal asuvat punkti maapinnal nimetatakse epitsentriks). Iga selline signaal on potentsiaalne teave katastroofilise maavärina prognoosimiseks, mille ärakasutamine sõltub mudeli täiuslikkusest.

Temperatuur. Meie vahetule elukeskkonnale – Maa pinnale – lähemale tulles näeme vastasmõju protsessidega atmosfääris. Kuigi Maa sisemus on kuum, moodustab maasisene soojus vaid tühise osa maapinna energiabilansis, nii et see jäetakse tavaliselt arvestamata. Põhjuseks on see, et erinevalt õhust ja veest on maakoore tahke, mistõttu seal ei saa toimuda konvektsiooni (ülekannet keskkonna segunemise mõjul), toimib vaid molekulaarne soojusjuhtivus. Seetõttu on ca. mõnekümne kilomeetri paksune maakoore peaaegu absoluutne soojusisolaator.

Suhteliselt halb soojusjuhtivus on omane ka maakoore pinnakihtidele. Seetõttu ei ulatu ööpäevane temperatuurikõikumine mullas sügavamale kui 10 – 30 cm sõltuvalt mullatüübist. Ka aastane kõikumine väheneb sügavusega kiiresti, samas soojusülekanne toimumise kiirusest johtuvalt talvine miinimum ja suvine maksimum hilinevad. 2 – 3 meetri sügavusel maapinnas on aastane kõikumine Eesti kliimas vaid

umbes 1 °C, kusjuures aastane käik on maapinnaga vastasfaasis (kõige soojem jaanuaris, külmim juulis).

Vesi mullas ja aluskivimites. Litosfäär on hüdrofääriga tihedalt läbi põimunud. Vett leidub nii mullas kui aluskivimites (põhjavesi). Mulla niiskus on määrava tähtsusega otseselt taimekasvule, kuid selle kõrval mõjutab oluliselt ka maapinna soojuslikke omadusi. Vee suure soojusmahtuvuse tõttu on temperatuuri kõikumised niiskel pinnasel vähem järsud kui kuival (suured öö ja päeva kontrastid kõrbes on hästi teada). Erandiks on tüseda turbakihi soo ehk raba. Koosnedes rohkem kui 90% ulatuses veest (seetõttu loetakse raba mõnikord veekoguks) ei toimu rabas siiski konveksiooni, sest veemass on “tükeldatud” kapillaarselt väikesteks osadeks, mis on “fikseeritud” turbaosakeste vahele. Vee molekulaarne soojusjuhtivus on veel väiksem kui kivimitel, mistõttu raba on tunduvalt öökülmaohtlikum kui mineraalmaa.

Saasteained pinnases. Mulla saastumine kujutab endast “viitsütikuga pommi”, sest levik on üldiselt aeglane ja raskemini prognoositav kui õhus või vees. Leviku suund ja kiirus sõltub maasisestest ebahomogeensustest nagu erineva läbitavusega kihtide omavaheline asend, geoloogilised rikked (kihtide katkemine) ja lõhed. Saaste levik sõltub palju aine füüsikalistest omadustest, näiteks tihedusest. Veest kergemad naftaproduktid tungivad kergesti ülemise põhjaveehorisondini, jäädes sellele “ujuma”. Edasine levik sõltub palju põhjavee liikumisest ja taseme kõikumistest. Põlevkiviõli, mis on veest veidi raskem, ohustab rohkem sügavamaid kihte.

Tehnogeensete protsesside ja õnnetuste tulemusena võib pinnas saastuda kahjulike lisanditega, kuid ka looduslikult on mulla keemiline koostis väga erinev. Eesti muldade raskemetallide sisaldus on küllaltki hästi läbi uuritud. Laiguti esineb erinevate elementide kõrgeenenud kontsentratsioonid, kuid reeglina ei ole need elemendid seotud üksteisega ega ka mullatüübi või muude makroskoopiliste näitajatega.

Ioniseeriv kiirgus. Pinnase kivimites leidub erineval määral ka radioaktiivseid isotoope, kohati inimese tervisele ohtlikul hulgal. Põhja-Eestis lasub maapõues diktüoneemaargilliit ehk diktüoneemakilt. See settekivim sisaldab uraani, mille radioaktiivse lagunemise ahelas tekib radioaktiivne gaas radoon (²²²Rn). See imbub pinnasest välja ja tekitab tavalisest kõrgema radioaktiivsuse taseme. Kuna radoon on õhust raskem, siis koguneb ta halva ventilatsiooniga ruumidesse, mis asuvad vahetult maapinnal või otse maa sees: keldritesse, soklikorrusele, aga ka energia säästmiseks minimiseeritud õhuvahetusega majadesse. See nn. radooniprobleem on tuntud üle maailma. Ohtlikes piirkondades on tarvis sellega arvestada hoonete projekteerimisel ja radooni kontsentratsiooni pisteliselt mõõta.

1.1. Biosfäär

Kuigi kõik looduse objektid, kaasa arvatud elusolendid, on füüsikalised kehad, mõistetakse biosfääri all eelkõige nende elusolemise-aspekti. Kuid ka siin on väga palju ära teha füüsikaliste meetoditega.

Enim tuntud ja kõige universaalsem meetod on taimkatte kaugseire. Selle järgi, kui palju taimed päikeseikiirgust eri spektrivahemikes peegeldavad, saab hinnata maakasutustüüpi, teatud eelinfo olemasolul taimestiku liigilist koosseisu, vanust jm. Seisundit näitavaid parameetreid. Ka soojuskiirguse (infrapunakiirguse) diapsoon on oluline, sest see annab infot temperatuuride jaotumise kohta maastikul. Kaugseire on meetodika, mis on hästi kooskõlas tänapäeva andmetöötlusmahtudega ja mille kiire

areng on suuresti nendest võimalustest tingitud. Kuid füüsikalisi meetodeid rakendatakse ka vähem mastaapsetes ja detailsemates uuringutes.

Suurelt osalt füüsikal põhineb taimkatte energia- ja ainevoogude jälgimine nii koosluse, üksiku taime kui (puude puhul) üksiku oksa või võrse tasandil. Need uuringud on eriti aktuaalsed süsinikdioksiidi allikate ja neelude jälgimiseks biosfääris ja sealtkaudu globaalse ja lokaalse süsinikubilansi hindamiseks. Koosluse tasandil voo hindamiseks on lisaks kontsentratsioonile õhus vaja teada atmosfääri vertikaalse õhuvahetuse kiirust. Viimast mõõdetakse kas tuule ja temperatuuri vertikaalsete profiilide või parema täpsuse saavutamiseks helianemomeetri (*sonic anemometer*) abil. Viimane on täppismõõteriist, mis mõõdab liikumiskiiruse ja temperatuuri kiireid (u. 0,1 sekundit jooksul toimuvaid) muutusi õhu turbulentsel (keeriselise) liikumisel, neid detekteeritakse ultraheliimpulsside liikumiskiiruse põhjal õhus.

Huvitav meetod puude ainevahetuse uurimiseks põhineb tüve läbimõõdu ülitäpsel (u. 1 μm) määramisel. Tüve keskme suhtes täpselt fikseeritud raami suhtes liigub nõel, mille ots ulatub vastu tüve pinda korbakihi all. Nõela asend raami suhtes muundatakse elektriliseks signaaliks. Nii on kindlaks tehtud, et 20 cm jämeduse männitüve diameeter kõigub ööpäeva jooksul umbes 1 mm võrra, põhjuseks ööpäevasest fotosünteesi ja hingamise tsüklis tingitud vee transport. Selle meetodiga loodetakse valgust heita toitainete transpordile suurtes puudes, teadmised millest on tänapäeval veel puudulikud.

2. Kontaktseire ja kaugseire: mõisted, plussid ja miinused

2.1 Mõisted

Kaugseire (*remote sensing*) kõige üldisemas tähenduses on informatsiooni kogumine objekti kohta ilma temaga füüsilisse kontakti astumata.

See definitsioon on laia haarde tõttu ebamäärane: siia alla mahub igasugune vaatlemine ja kuulamine, kaasaegsetest kõrgtehnoloogilistest meetoditest näiteks patsiendi uurimine tomograafi abil. Teiselt poolt on “füüsiline kontakt” ka natuke ebamäärane mõiste. Me teame, et väli (sealhulgas valguslained jt. elektromagnetlained) on niisama füüsiline kui puudutus, mis realiseerub molekulaarsel tasemel ikka sellesama elektromagnetvälja toimet.

Kitsamas mõttes, maateaduste tähenduses, nimetatakse tavaliselt kaugseireks maa ja atmosfääri seiret elektromagnetkiirguse abil, mida vaadatakse ülalt (lennukilt, satelliidilt). Meie kursuse jaoks on see küllaltki üldlevinud definitsioon siiski natuke liiga kitsas. Ka atmosfääri jälgimine maapinnalt seda läbiva või sellest lähtuva kiirguse põhjal on olemuselt kaugseire. Sellesse kategooriasse kuulub ilmaradar, mis on atmosfääri seires saanud võimsaks vahendiks. Veelgi enam, sarnasus meetodites sunnib kaugseire hulka liigitama sodari ehk “heliradari”, millega uuritakse turbulentside keeriseid atmosfääris. Need kontakt- ja kaugseire piiril olevad meetodid moodustavad olulise, kuid siiski üsna kitsa valdkonna, mille täpsest liigitusest ei tasuks suurt küsimust teha.

Kontaktseire on kaugseire vastand, see osa seirest, mis kaugseirest “üle jääb” ehk see, mida argimõistus liigitab “tavaliseks” seireks – mõõtmised, mida tehakse mingi anduriga otse seiratavas keskkonnas. Kontaktseire küllaltki täpseks vasteks inglise keeles on *monitoring*, mis üldlevinud arusaama kohaselt ei hõlma kaugseiret. Siia kuuluvad maapealsed seirejaamad (meteoroloogilised vaatlusjaamad, õhu- vee- ja pinnase- ja kompleksseirejaamad, seismoloogiajaamad jm.) ning õhu ja vee sondeerimine (näiteks meteoroloogilised sondpallid).

2.2. Kaugseireseire võimalused, eelised ja puudused

Kaugseire enam-vähem kaasaegses tähenduses tekkis koos fotograafia leiutamisega. Esimesed aerofotod maapinnast tehti õhupallidelt 19. sajandi kolmandal veerandil. Peaaegu kohe peale lennuki leiutamist (1909) hakati ka tegema aerofotosid lennukilt. Esimeses maailmasõjas kasutati aerofotograafiat juba päris palju õhuluures. Teises Maailmasõjas oli aerofotodel juba määrav tähtsus näiteks pommirünnakute kavandamisel. Sel eesmärgil pildistasid USA luurelennukid praktiliselt kogu Lääne-Euroopa sõja lõpus (1944 – 1945) mitmel korral. Samal ajal võeti kasutusele radar – esmalt vastase lennukite avastamiseks. Kahe maailmasõja vahel tehti esimesed sammud aerofotograafia rahuotstarbelisel rakendamisel geodeesias ja kartograafias. Prantsusmaal käivitati ülisalajane sõjaline projekt pildi edastamiseks lennukilt reaalajas televisiooni põhimõttel, kuid uuringud katkesid Teise Maailmasõja puhkemisega ja see idee unustati aastakümneteks.

Kaugseire omandas tänapäevase tähtsuse 20. sajandi seitsmekümnendatel aastatel, kui aparatuur paigutati maalähedasel orbiidil tiirlevale tehiskaaslasele, pilti hakati edastama raadiosignaaliga ning töötleva järjest enam arvuti abil. Pioneeriks oli

USA-s siinamaani arendatav projekt Landsat. Kaugseire rahuotstarbelised rakendused kuuluvad laias laastus (elu)keskkonnaga seotud valdkondadesse:

- atmosfääris saame jälgida temperatuuri, sademeid, pilvede jaotust ja tihedust, tuule kiirust, mitmete gaaside (veeaur, CO₂, O₃ jt.) kontsentratsioone;
- maapinnal saame jälgida dektoonilisi liikumisi, topograafiat, temperatuuri, albeedot, mullaniiskust, määrata taimestiku tüüpi ja seisundit, kaardistada muu hulgas inimtekkelisi objekte nagu linnad ja teed;
- ookeanis saame määrata pinnareljeefi (määratud Maa gravitatsioonivälja ja loodejõududega, kuigivõrd mõjutatud hoovustest), lainekõrgust ja lainete energiaspektrit, värvust, mis on suuresti seotud planktoni bioproduktiivsusega, akuutsest saastest on jälgitavad näiteks õlilaigud veepinnal;
- grüosfääris (jää ja lumega kaetud osa Maa pinnast) saab jälgida lume ja jää seisundit ja paiknemist, liustike ja jäämägede liikumist jm.

See loetelu kaugseire võimalustest ei ole kaugeltki ammendav, kuid annab aimu sellest, et kaugseire üheks väga iseloomulikuks jooneks on tohutusuur andmehulk. See on ühest küljest eelis, teisest aga puudus. Näiteks meteoroloogiliste parameetrite seireks mõeldud METEOSAT jäädvustab umbes veerandi Maa pinnast vähem kui poole tunniga. Pikseli (elementaarse pildiraku) suurus kaasaegsetel satelliitidel on tavaliselt mõnikümme, jämedama lahutuse korral mõnisada meetrit maapinnal, lisaks töötavad kiirgusvastuvõtjad mitmes spektriribas. Seega koosneb iga kogu Maad hõlmav "pilt" paljudest miljarditest pikselitest, mille edastamine, salvestamine ja töötlemine on väga kulukas. Sama kehtib ka näiteks radaripiltide kohta, mis järgnevad üksteisele lühikese ajasammuga.

Suur andmehulk ei ole silmaga visuaalselt haaratav, mistõttu eespool loetletud suuruste "väljalugemiseks" pildist tuleb rakendada keerukaid andmetöötlusmeetodeid. Tihti analüüsitakse selleks mitmeid ühe objekti kohta käivaid pilte korraga, mille hulgas on nii nähtavas, infrapunases kui raadiolainete diapsoonis tehtuid, et mitme erineva tunnuse järgi identifitseerida objekt või määrata selle seisund. Siit lähtub suur veavõimalus (valesti identifitseerimine), mille vähendamisele on suunatud väga palju jõupingutusi kaugseire vallas.

2.3. Kontaktseire võimalused, eelised ja puudused

Kaugseire kiire arengu ajal kaldutakse selle võimalusi sageli ülehindama. Paljude keskkonnaseisundi tähtsate parameetrite kohta ei saa siiski (veel?) kaugseire meetoditega usaldusväärset informatsiooni või ei ole see alati sõltuvalt ilmastikutingimustest teostatav.

Näiteks pilved ei võimalda mõõta aluspinna otsekiirgust. Siis jääb palju teavet aluspinna kohta saamata. See puudutab eriti tõsiselt meteoroloogilisi vajadusi, sest mudelarvutuste käigushoidmiseks on vaja algandmeid iga kolme kuni kuue tunni tagant ja kõik tühikud selles reas halvendavad prognoosi kvaliteeti oluliselt. Infrapunase kiirguse neeldumise tõttu pilvedes jääb saamata teave aluspinna temperatuuri kohta. Pilvede taha ei näe aluspinna albeedot, mille kaudu saab määrata näiteks lume ja jää olemasolu ning merepinna kohal tuule kiirust (lainevahu järgi). Arvestades, et Eestis on näiteks detsembris otsest päikesepaistet keskmiselt vaid umbes 10% võimalikust ehk 20 tundi, võib antud kohta pidevalt jälgivalt (geostatsionaarselt) satelliidilt kõlblikku pilti oodata päevi või nädalaid.

Paljude vajalike suuruste jaoks kaugseiremeetodid lihtsalt puuduvad või ei ole küllalt täpsed. Valdav enamik meteoroloogiliste (ilmaennustus-) mudelite algandmetest

saadakse jätkuvalt sondpallide ja maapealsete vaatlustega. Ainult sel moel saab määrata õhurõhu kõigis kolmes mõõtmes, ilma milleta ei saa ükski mudel põhimõtteliselt töötada. Viimastel aastakümnetel on selle kõrvale kerkinud maapealse ilmaradari andmestik, mille põhjal saab määrata pilvede veehulga, mis on tähtis nii sademete kui atmosfääri termodünaamika seisukohalt.

Ka enamik saasteaineid ei jäta endast piisavalt tugevat ja üheselt tõlgendatavat jälge elektrimagnetkiirgusesse, näiteks toksilised gaasilised mikrolisandid maapinnalähedases õhukihis. Hajunud kiirgus kannab endas palju informatsiooni aerosooli kohta, kuid hajumise pöördülesande lahendamine (hajunud kiirguse järgi hajutaja omaduste määramine) sisaldab endas nii palju määramatusi, et aerosooli suurusjaotuse ja keemilise koostise määramine maapealsetes seirejaamades on endiselt möödapääsmatu.

Kaugseire ei asenda taimekoosluste liigilise koosseisu seiret: kõrgelt alla vaadates ei ole lootust leida väikese katvusega rohttaimi, mis võivad olla väga tundlikud teatud inimõhuritele nagu näiteks leelissaaste Kirde-Eesti rabades. Enamasti saadakse algandmed koosluste määramiseks satelliidiülesvõtte alusel just selle liigilist koosseisu ja kasvutingimusi kohapeal uurides.

Need olid mõned näited, mis peaksid illustreerima kontaktseire jätkamise ja arendamise vajadust.

3. Õhu kontaktseire

3.1. Meteoroloogiline seire

3.1.1. Meteoroloogilise seire olemus. Meteoroloogilised vaatlused kuuluvad oma iseloomu (järjepidevad mõõtmised fikseeritud kohtades, aegride talletamine) ja objekti (ilm kui õhukeskkonna komponent ja tähtis elusloodust mõjutav faktor) poolest keskkonnaseiresse, olles oma paarisaja-aastase ajalooga ilmselt vanim seireliik. Meteoroloogilise seire on algusaegadest peale täitnud kolme põhilist eesmärki, mille tähtsus ei ole siiaani kahanenud, vaid pigem suurenenud:

- sõiduohutuse tagamine, algselt merel, hiljem ka õhus ja maanteedel;
- avalik, inimeste elukorraldusse puutuv huvi, sealhulgas reisimine;
- teaduslik huvi ilmaprotsesside vastu.

Tänapäeval on lisandunud uusi, mitte vähem tähtsaid eesmärke.

- Varustada meteoroloogilisi (ilmaprognoosi-) mudeleid algandmetega. Kogu tänapäevane prognoosimetoodika põhineb atmosfäärifüüsikast lähtuvatel matemaatilistel mudelitel, millega lähemate päevade ilm sõna otseses mõttes välja arvutatakse. Suuremate riikide ilmateenistused ja rahvusvahelised keskused (näiteks Euroopa Keskpika Ilmaprognoosi Keskus ECMWF, <http://www.ecmwf.int/>) kasutavad selleks maailma võimsaimaid superarvuteid ja globaalset andmehõivet. Maa atmosfäär on ühtne süsteem, seega on ka Eesti ilma ennustamiseks vaja kogu Maa vaatlusandmeid, kohalikud andmed üksi on täiesti ebapiisavad. Järelikult peab meteoroloogiliste seireandmete edastamine olema väga operatiivne. Praegu üldkasutatav kolmetunnine vaatlussamm on mudelarvutusteks vajalik.
- Jälgida pikaajalisi muutusi ilmastikus. See aspekt on eriti oluline arvatava inimõju (eeskätt CO₂ ja teiste nn. kasvuhoonegaaside hulga suurenemine atmosfääris) avastamiseks. Kuigi täiesti kindlaid tõendeid veel ei ole, kalduvad vaatlusandmed kinnitama ülemaailmset temperatuuri tõusu. Need andmed on suuresti mõjutanud poliitilisi samme nagu kliimamuutuste Rio de Janeiro raamkonventsioon ja sellest lähtuv Kyoto protokoll. Nagu teada, on viimastel aastatel kliimamuutuste ulatus, perspektiivid ja vastumeetmed muutunud üheks teravaimaks poliitiliste vaidluste temaks maailmas.
- Mõista õhu kvaliteedi kujunemise seaduspärasusi: saateainete levik atmosfääris, keemilised muundumised päikesekiirgusest, õhuniiskusest jt. ilmastikuparameetritest sõltuvalt, sadenemine aluspinnale ja väljapesemine sademetega. Neil teadmistel on suur tähtsus kohalike ja regionaalsete keskkonnapoliitiliste ja haldusotsuste tegemisel.

Meteoroloogilise seire hulka kuuluvad maapealsed vaatlused meteojaamades (mis moodustavad ka tänapäeval suurema osa andmemahust), sondpallide mõõtmised, radarimõõtmised (pilvede ja sademete määramiseks).

3.1.2. Standardvaatlused meteojaamades hõlmavad õhurõhu, õhu ja maapinna temperatuuri, õhuniiskuse, tuule suuna ja kiiruse, pilvede hulga ja kõrguse, sademete ja lumisel ajal lume paksuse mõõtmist. Registreeritakse erinevaid ilmastikunähtusi: äike, udu, jäide, tuisk, seda ka vaatlusaegade vahelisel ajal.

Õhurõhku mõõdetakse tänapäeval enamasti aneroidbaromeetri põhimõttel: aparatuur jälgib õhust tühjaks pumbatud elastsest materjalist karbikese deformatsiooni õhurõhu toimel. Õhurõhu mõõtmist on edukalt automatiseeritud juba ammu ajast (barograaf), tänapäeval on isekirjutaja asendatud elektroonilise salvestusega. Õhurõhu täpne mõõtmine on eriti oluline meteoroloogilise mudeli jaoks, sest õhurõhu erinevused määravad õhumasside suunatud liikumise ehk advektiooni.

Temperatuure saab mõõta nii traditsiooniliste vedeliktermomeetritega (sealhulgas miinimum- ja maksimumtermomeetrid) kui ka märksa kaasaegsemate temperatuurist sõltuvatel elektrinähtustel põhinevate anduritega. Viimased võimaldavad praktiliselt pidevat mõõtmist, kohest salvestamist arvutisse ja täisautomaatset töörežiimi. Temperatuuri mõõtmiseks enim kasutatav andur on termopaar (*thermocouple*), mis koosneb kahest eri metallist juhtmest, mis on ühest otsast kokku joodetud. Kui kokkujoodetud otsad on vabadest otstest erineval temperatuuril, siis tekib 10 mV suurusjärgus pinge, mis sõltub ligikaudu lineaarselt temperatuurist. Termopaari kasutamiseks peab olema mõõteriista poolsete otste temperatuur kas fikseeritud (näiteks nullkraadi juures jäävannis) või vähem kõikuv ja mõõdetud mõnel teisel meetodil. Teine mõõteseade on termotakisti, mis põhineb tõsiasi, et elektrijuhi takistus muutub sõltuvalt temperatuurist.

Õhuniiskuse mõõtmise klassikalised meetodid põhinevad kas märja ja kuiva termomeetri näitude võrdlemisel (psühromeeter) või rasvavabaks töödeldud juuksekarva venimisel sõltuvalt niiskusest (juushügromeeter) ning on samuti edukalt automatiseeritud. Viimastel aastakümnetel on juurde tulnud meetodid, mis põhinevad mõne elektrilise suuruse sõltuvusel niiskusest, näiteks mahtuvuslik sensor (*capacitive sensor, capacitive probe*), milles muutub kondensaatori mahtuvus sõltuvalt katete vahel asetseva polümeeri või metallisoola niiskumisest. Niisugune sensor reageerib õhuniiskuse muutusele küllaltki kiiresti – umbes minuti jooksul.

Tuule suuna mõõtmisel toimib hästi ammune tuulelipu põhimõte. Tuule kiirust mõõdetakse tavaliselt anemomeetriga (varasem plaadiga tuulelipp on valdavalt ajalooks saanud), nii tuule kiirust kui suunda registreeritakse elektriliselt anemorumbomeetriga, või eraldi anemomeetri ja suunamõõdikuga, viimase mehaaniline osa töötab tuulelipu põhimõttel. 21. Sajandi algusest on mõnel pool, näiteks Soome vaatlusvõrgus, tiivikuga anemomeetrilt üle mindud kahedimensionaalsele helianemomeetrile (täpsemalt vt. p. 3.1.6).

Pilvede kõrguse mõõtmise kaasaegsem vahend on valguslokaator, mis põhineb valguskiire (tänapäeval järjest rohkemates jaamades laserkiire) pilvedelt tagasispeegeldumise aja mõõtmisel. Vanamoodsamad (vähem töökindlad) meetodid on pilootpalli (tuntud tõusukiirusega õhupalli) üleslaskmine ja pilvedesse kadumise aja määramine ning prožektorikiirega pilvedele tekitatud valguslaigu kauguse määramine trigonomeetrilisel (kahest vaatluspunktist määratud vaatenurkadel põhineval) meetodil.

Pilvede hulk määratakse visuaalselt, Eestis kasutatakse kümnepallist skaalat (hinnatakse, mitu kümnendikku taevast on kaetud), eristades sealjuures kolme pilvekihti (alumine, keskmine, ülemine) ja vertikaalse arenguga pilvi (runkpilved ja rünksajupilved) ning hulka pilvede alaliike. Rahvusvahelises praktikas on küllaltki levinud ka kaheksapalline (*oktant*-) skaala, mistõttu andmete kasutamisel tuleb tähele panna, millise skaalaga on tegu. Pilvede hulga mõõtmist ei ole siiani õnnestunud kuigi edukalt automatiseerida. Seda asendavad osaliselt satelliidipildid (ülalt alla vaatlus), kuid puudu jääb palju väärtuslikku teavet pilvede iseloomu kohta. On leitud, et satelliidipiltidelt määratud pilvede hulgad ei ole kuigi hästi võrreldavad varasemate maapealsete vaatlustega.

Sademeid kogutakse sademekogujaga (silindrikujuline anum, mille ümber vaatluste standardi kohaselt on plekkribadest tuulekaitsekoonus). Iga vaatlussammu järel kogunenud sadevee hulk mõõdetakse, tahked sademed sulatatakse enne mõõtmist (vt. joonis 2.1 b). Sademete mõõtmine on automatiseeritav, kuid aparatuur on suhteliselt kallis ja mitte eriti töökindel, eriti talvetingimustes. Mõõtenõu tühjendatakse automaatselt teatud veemassi kogunemise või aja möödumise järel. Teiseks

võimaluseks on sajuhulga kaudne mõõtmine maalähedase õhukihi läbipaistvuse (nähtavuse) põhjal. Mõlemad meetodid on Eestis eri meteoroloogiajaamades kasutusel. Sajuühikute hindamiseks korraga suurtel aladel kasutatakse ilmaradarit (vt. p. 7.3.3).

Ilmastikunähtused nagu äike, udu, jäide, tuisk, optilised nähtused atmosfääris ja ekstreemsed nähtused (tromb) registreerimiseks on endiselt tarvis inimese osavõttu, kuigi neist mõnede registreerimine on ka automatiseeritud (näiteks äikese registreerimine välgu tekitatud elektromagnetvälja põhjal - seade Tõraveres teenindab kogu Eestit).

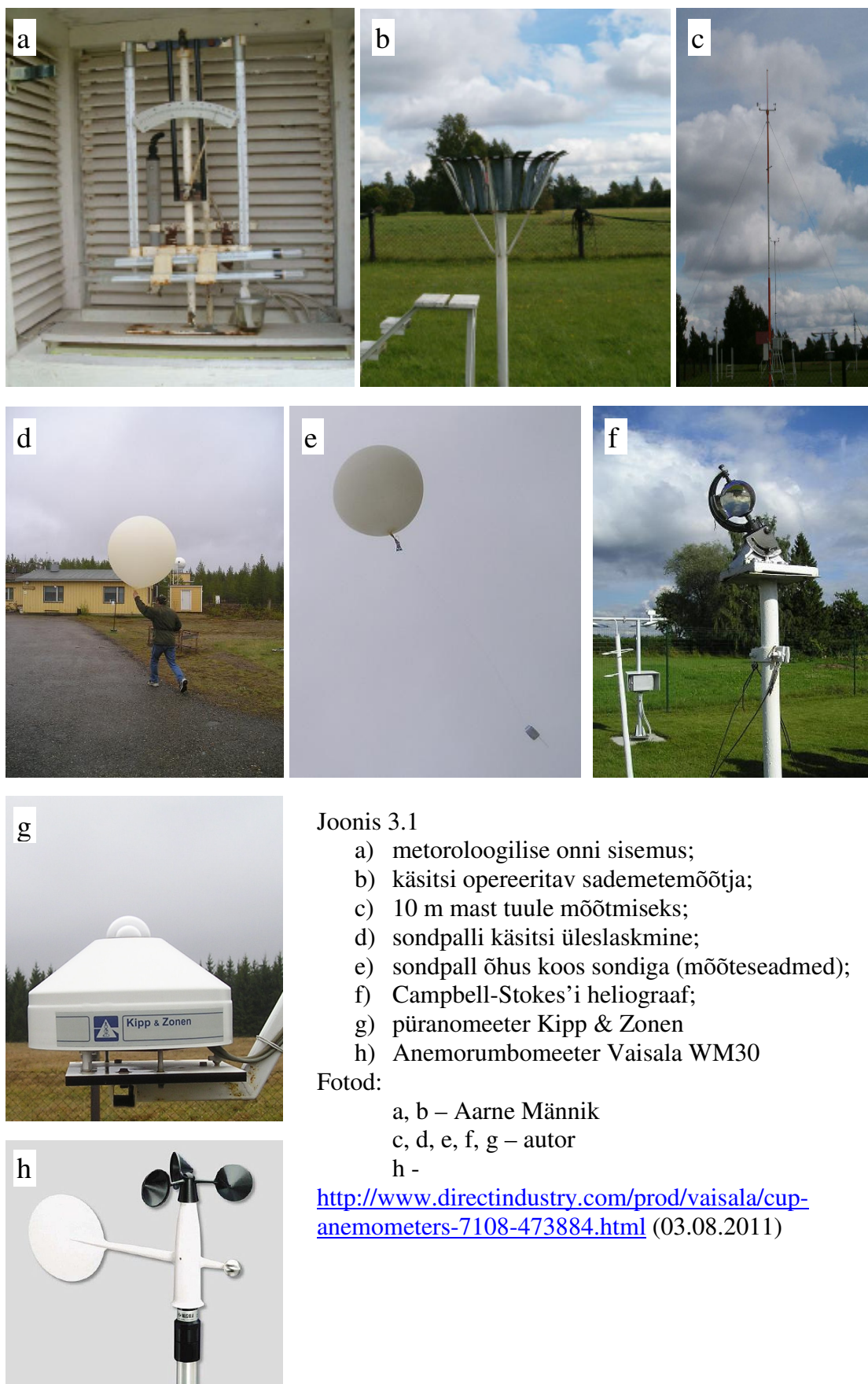
Meteovaatluste toimumise kohtadele on kehtestatud kindlad nõuded. Vaatlusjaama ümbrus peab olema avatud ja tasane. Õhutemperatuuri ja -niiskuse mõõteriistad käsitsivaatlusteks peavad asuma valgeks värvitud kindlate mõõtmete ja hea õhuvahetusega meteoroloogilises onnis täpselt kahe meetri kõrgusel maapinnast. Onni sisevaade on näidatud joonisel 2.1 a: kaks püstist termomeetrit (kuiv ja märg) moodustavad psühromeetri, nende vahel juushügromeeter, rõhtasendis miinimum- ja maskimumtermomeeter.

Tuule kiirust ja suunda mõõdetakse 10 meetri kõrguse masti tipus (joonis 2.1 c). Ideaalis tuleb neid nõudeid järgida rahvuslike ilmateenistuste vaatlusvõrgus, kuid praktikas ei ole alati täidetud, näiteks paljudes kohtades Lääne-Euroopas ruumikitsikuse tõttu. Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi vaatlusvõrgus vastavad vaatluskohad küllaltki hästi nõuetele. Paljud muud jaamad (maanteejaamad, linnajaamad, meteoroloogiliste vaatlustega täiendatud õhuseirejaamad) kalduvad neist nõuetest oluliselt kõrvale temperatuuri anduri asukoha, tuule kiiruse mõõtmise kõrguse (enamasti madalamal) ja ümbritseva maastiku ning hoonete osas. Niisuguste jaamade andmed ei ole vähemalt ilma ümberarvutusteta võrreldavad ei ilmateenistuse vaatlusvõrgu andmetega ega ilmaprognoosiga (kuivõrd mudel annab väljundi standardtingimuste jaoks). Veelgi vähem saab neid andmeid kasutada ilmamudeli (vt. p. 9.3) sisendis: vaatlusvõrgu "tihendamine" nendega annaks pigem mudeli täpsuse vähenemise. Küll aga annavad need jaamad muuks otstarbeks vajalikke andmeid: teekatte seisund, olud konkreetsetes linnas konkreetsetel tänaval, õhusaaste lokaalne hajumine.

Tehnoloogiliselt arenenud maades on küll vaatlusvõrk viimastel aastakümnetel jõudsasti tihenunud automaatjaamade arvel, kuid eespool mainitud põhjustel (pilved, mitmesugused ilmastikunähtused) ei ole lähitulevikus ette näha mehitatud jaamade täielikku asendamist automaatikaga.

3.1.3. Sondpallid.

Selleks, et teada saada kõrgemate õhukihtide (kogu troposfääri, st. u. 10000 meetri kõrguseni) temperatuuri, õhuniiskust, tuule suunda ja kiirust, lastakse välja vastavate andurite ja raadiosaatjaga varustatud heeliumiga täidetud palle. Kuna peale mõõtmisprogrammi täitmist läheb aparatuur kaduma, siis on sondpallimõõtmised küllaltki kulukad. Samas on see ainsaks võimaluseks varustada meteoroloogilisi mudeleid hädavajalike lähteandmetega, sest õhumasside liikumise määrab troposfääri seisund kogu tema vertikaalses ulatuses. Esialgu eksperimendi korras on kasutatud ka "ülalt alla sondeerimist": langevarju külge kinnitatud sondid visatakse alla lennukilt. See meetod on veel kallim lennusõidu tõttu, kuid on vaatlusvõrguga väga hõredalt kaetud aladelt (ookeanid) lisandunud andmete kaudu andnud mõningast prognoosi paranemist.



Joonis 3.1

- a) meteoroloogilise onni sisemus;
- b) käsitsi opereeritav sademetemõõtja;
- c) 10 m mast tuule mõõtmiseks;
- d) sondpalli käsitsi üleslaskmine;
- e) sondpall õhus koos sondiga (mõõteseadmed);
- f) Campbell-Stokes'i heliograaf;
- g) püranomeeter Kipp & Zonen
- h) Anemorumbomeeter Vaisala WM30

Fotod:

a, b – Aarne Männik

c, d, e, f, g – autor

h -

<http://www.directindustry.com/prod/vaisala/cup-anemometers-7108-473884.html> (03.08.2011)

Sondpallivaatlusi tehakse suhteliselt vähestes meteojaamades, enamasti kaks korda ööpäevas. Ainuke jaam Eestis, kus sondpalle (üks kord ööpäevas öösel) üles saadetakse, on Tallinn-Harku, Eestile lähemad kohad on Helsingi, St. Peterburg ja Riia. Vt. ka joonis 3.1 d, e.

3.1.4. Aktinomeetrilised mõõtmised.

Selle nimega tähistatakse kokkuvõtvalt aluspinnale saabuva ja sealt lahkuva optilise (ultravioletse, nähtava ja infrapunase) kiirguse mõõtmisi. Termin *aktinomeetria* on eesti keelde tulnud vene keele kaudu ja siin hästi juurdunud. Inglisekeelses kirjanduses on *actinometry* (elektromagnetkiirguse, eriti päikesekiirguse mõõtmise tähenduses) tuntud, kuid suhteliselt vähe kasutusel, enim keemia alases kirjanduses. Kõigi elektromagnetkiirguste (sealhulgas optilise) mõõtmist tähistatakse sõnaga *radiometry*. Kasutatakse veel terminit *fotomeetria* (*photometry*) – inimsilma tundlikkusega seotud suuruste mõõtmine (“nii nagu inimene valgust näeb”).

Pidevaid aktinomeetrilisi mõõtmisi tehakse palju vähemates kohtades kui standardseid meteoroloogilisi vaatlusi. Eestis on kaks aktinomeetriaajaama: Tartu (Tõravere) ja Mustvee (Tiirikoja), mis on nii väikese ala kohta väga hea kaetus. Heaks tuleb lugeda ka Eesti aktinomeetriliste vaatluste kestust: Tartus pidevalt idealates 1951. aastast (hiljem Tõraveres), järjepidevust ja kvaliteeti.

Aktinomeetrilise seire eesmärk on saada teavet sellest, kuidas Maa ja atmosfääri praktiliselt ainuke energiaallikas päikesekiirgus muundub maapinna, atmosfääri ja hüdro sfääri soojusenergiaks, mis omakorda on määrava tähtsusega nii atmosfääri ja hüdro sfääri dünaamikale kui elusloodusele.

Maale langeb Päikeselt lühilaineline kiirgus (nähtav, pehme ultraviolet- ja lähedane infrapunane kiirgus) lainepikkusega u. 0,29 – 2,5 μm . Langeva kiirguse aasta keskmine energiatihedus päikesekiirtega risti olevale pinnale Maa atmosfäärist väljaspool (ehk solaarkonstant) on hiljutiste mõõtmiste andmetel 1361 W/m². Pilvitu ilma korral jõuab suurem osa sellest maapinnani otsekiirgusena, reeglina väiksem osa hajuskiirgusena (hajunud õhu tiheduse fluktuatsioonidelt ja aerosoolilt) ning üsna väike hulk neeldub ja soojendab otseselt atmosfääri. Otsene kiirgus saabub maapinnale nurga all (v.a. kui päike on seniidis), mistõttu aluspinnal kiirgusbilanssi arvutades tuleb arvestada päikese seniitnurga koosinust. Osa aluspinnale langenud lühilainelisest kiirgusest peegeldub, seda osa summaarsest kiirgusest iseloomustatakse albeedoga, mis varieerub 10 – 20 protsendist (muld, enamik taimekooslusi) kuni 95 protsendini (värske lumi polaaraladel). Veepinna albeedo sõltub tugevasti kiirguse langemisnurgast.

Maa kiirgusbilansi pikalaineline osa (soojuskiirgus, 4 – 100 μm) lähtub maalt või atmosfäärist. Maa ja atmosfäär annavad kiirguse teel soojust ära, kuid aluspinnalt lähtuv kiirgus on oluliselt suurem kui atmosfääri vastukiirgus. Kaugeltki mitte kogu energia ei lahku aluspinnalt kiirgusena. Oluline osa on ilmsel ja varjatud (latentsel) soojusvool, mille kannavad ära atmosfääri turbulentsed õhuvoolud.

Kogu spektrit hõlmava (globaalse ehk totaalse) nähtava ja infrapunase kiirguse registreerimise valdav tööpõhimõte on kiirguse soojendav efekt, mida detekteeritakse termoelemendi (termopaari) abil. Selle meetodi suur eelis on küllaltki ühtlane tundlikkus laias kiirguse spektri vahemikus. Ümbritseva keskkonnaga soojuslikus tasakaalus olev tume pind omandab päikese käes teatud temperatuuri, mis on mõne kuni maksimaalselt mõnekümne kraadi võrra kõrgem kas spetsiaalsest heledast võrdluspinnast või mõõteriista hästi soojust juhtivast korpusest. Sellest tekivad potentsiaalide vahet (tüüpiline suurusjärg 0,01 mV/(W/m²)) mõõdetakse. Kuna saadakse otse elektriline signaal, on automatiseerimine lihtne ja tänapäeval hästi teostatud. Teine võimalik elektriline mõõteviis on juhi takistuse põhjal sõltuvalt temperatuurist (termotakisti), kuid siis on tarvis mõõta suure suuruse (takistuse)

väikest muutu, mis on reeglina ebatäpsem. Mõõtepiirkond (lainepikkuste vahemik) sõltub pinna ja andurit katva filtri omadustest.

Püranomeetriga (joonis 2.1 h) mõõdetakse kogu pealelangevat kiirgust. Detektor on avatud kiirgusele kõigis suundades, võib kasutada ketast päikese varjamiseks (siis mõõdab vaid hajunud kiirgust).

Otsese kiirguse andur on paigutatud torusse, mis suunatakse päikesele (venekeelses kirjanduses on selle riista kohta nimetus *aktinomeeter*). Nii ei jõua suurem osa hajunud kiirgusest andurini (siiski jõuab väike osa, mis hajub väikese nurga all sõltuvalt konkreetse mõõteriista mudeli vaatenurgast).

Bilansomeeter (*balance meter*) koosneb kahest pinnast, millest üks on suunatud üles ja teine alla. Mõõdetakse pindade temperatuuride (seega neile pindadele saabuva kiirguse) vahet. Tulemus näitab otse, kui palju kiirgust aluspind saab või ära annab.

Vähemal määral kasutatakse jätkuvalt mitteelektrilisi mõõteriistu. Üheks paremini ajaproovile vastupidanud niisuguseks riistaks (mõnel pool siiani tootmises) on Campbell-Stokes'i heliograaf (joonis 2.1 f), mis koosneb päikesekiiri koondavast klaaskerast ja paberiribast metallist hoidjal. Oma päevasel käigul kõrvetab päike paberiribale jälje, millelt saab lugeda (ja tänapäeval skaneerimise kaudu digitaliseerida) otsese päikesekiirguse ajavahemikud. Nii saab teada, millal pilv oli päikese ees, millal mitte. Odavus nii soetamisel kui kasutamisel koos suure töökindlusega on selle riista suureks eeliseks, eriti seal kus elektrivarustusega raskusi.

3.1.5 Päikese ultraviolettkiirguse mõõtmised.

Vaata ka <http://sputnik.aai.ee/koduleht/uv.php>

Päikese ultraviolettkiirguse mõõtmised on muutunud viimastel aastakümnetel aktuaalseks seoses Maa osoonikihi hõrenemise ja Maale jõudva ultraviolettkiirguse tõusuga. Atmosfääriosooni koguhulga ehk osoonikihi paksuse all mõistetakse kujuteldava ainult osoonist koosneva kihi paksust, kui kõik atmosfääris leiduvad osooni molekulid õnnestuks tuua merepinna tasandile nn. normaaltingimustele. Keskmiselt üle maakera oleks selline kujuteldav osoonikiht umbes 3 mm paks. Väljendatakse seda tavaliselt Dobsoni ühikutes (DU): 1 mm paksusele osoonikihile vastab 100 DU.

Maailmas üldse on osoonikihi paksuse maksimaalse väärtusena registreeritud 675 DU ja minimaalsena Antarktika kevadises osooniaugus isegi alla 100 DU. Eesti kohal on seni registreeritud tippmargid vastavalt 546 DU (21. veebruaril 2002) ja 190 DU (28. jaanuaril 1992 ja 1. novembril 2004).

Osoonikihi paksusel põhja-parasvöötme kohal on tüüpiline aastane käik. Kõige paksem on ta märtsis ja aprilli alguses, seejärel langeb tasapisi kuni kõige õhema seisuni oktoobris-novembris. Osoon tekib massiliselt troopilise stratosfääri ülakihtides, kust meridionaalne õhuringlus kannab seda pooluse suunas järjest madalamatesse kihtidesse. Osoonikihi paksus sõltub ilmast: võimas kõrgrõhkkond surub tropopausi (troposfääri-stratosfääri piiri) ülespoole ja osoonirikas kiht selle kohalt "voolab ära". Nii on antitsüklonaalse ilmaga stratosfääriosooni tavaliselt vähem.

Kuna ultraviolettkiirgus moodustab väikese osa (alla 1/1000) päikesekiirguse energiast, siis on selle soojuslik registreerimine vähetundlik. Rakendatakse teisi füüsikalisi põhimõtteid nagu teatud pooljuhtide tundlikkus ultraviolettkiirgusele.

Ultraviolettkiirgus tavatsetakse jaotada lainepikkuse kolmeks alapiirkonnaks:

- UV-A: lainepikkus 315-400 nm
- UV-B: lainepikkus 280-315 nm
- UV-C: lainepikkus alla 280 nm

UV-C alapiirkonna kiirgus neeldub atmosfääris praktiliselt täielikult, UV-B kiirguse maapinnani jõudmine sõltub suurel määral osoonikihi paksusest, UV-A kiirgus neeldub osoonikihis vähesel määral.

Eestis mõõdetakse päikese ultraviolettkiirgust regulaarselt alates 1998. aastast Tõraveres (Tabel 3.1). Võrdlusmõõtmisteks kasutatakse kantavat UV-mõõturit PMA 2200 (Solar Light).

Üldiselt levinumad on UV-A sensorid, millede spektraaltundlikkus vastab inimnaha erüteemtundlikkusele. See on võetud rahvusvaheliseks standardiks: nahk on kõige tundlikum lainepikkustele alla 297 nm ja sellest suuremate lainepikkuste poole tundlikkus väheneb kiiresti. UV-kiirgusele lainepikkusega 340 nm on inimnahk juba 1000 korda tuimem.

Tänapäeval soovivad Ülemaailmne Meteoroloogiaorganisatsioon WMO ja Ülemaailmne Terviseorganisatsioon WHO erüteemset (nahka päevitavat) kiiritustihedust üldsusele esitada UV-indeksina, mis iseloomustab energeetilise doosi kogunemise kiirust. UV Indeksi ühik vastab kiiritustihedusele 25 mW/m^2 . Eestis on tavaline UV Indeksi väärtus suvisel keskpäeval umbes 5, kõrgeimad on olnud umbes 7,5 (seega veidi alla $0,2 \text{ W/m}^2$, mis on vaid u. 0,03% päikese kogukiirgusest). Suurimad UV indeksi väärtused asustatud piirkonnas (umbes 20) on registreeritud Tiibeti kiltmaal, veelgi suuremad mäetippudel.

Varem esitati mõõdetav erüteemsel efektiivne kiiritustihedus ühikutes MED/h ja doos ühikutes MED (meditsiiniliselt efektiivne doos, minimaalne erüteemitekitav doos), mis sõltub nahatüübist: 1 MED vastab doosile $250 \text{ efektiivset J/m}^2$ nahatüübi II (nn. kaukaasia nahk) puhul (seega siis UV Indeksile 1 vastab $0,36 \text{ MED/h}$), Eestis enam levinud heledama nahatüübi I puhul on MED väärtuseks 200 J/m^2 ja mustanahalise inimese jaoks 600 J/m^2 .

Eestis moodustab suvisel keskpäeval ultraviolettkiirgusest umbes poole otsene päikeseikiirgus. Pool on atmosfääris hajunud kiirgus, madalama päikese puhul veelgi rohkem. Hajunud kiirguse osakaal on ultraviolettkiirguses suurem kui integraalses kiirguses, sest lainepikkus on väiksem (õhu molekulid hajutavad rohkem). Seega teatud määral on võimalik päevitada ka varjus.

Tabel 3.1. Ultraviolettkiirguse sensorid EMHI Tartu-Tõravere meteoroloogiajaamas.

Tüüp	Spektraalpiirkond	Valmistaja	Ülesseadmise aasta
UV-SET	erüteemne	Scintec	1997
UV-SB 5	UV-A	Tartu Observ.	2003
UV-SB 4	erüteemne	Tartu Observ.	2002
CUV 3	UV-A	Kipp&Zonen	2005
UVB-1	UV-B	YES	2005
CUVB-1	306 nm	Kipp&Zonen	2002

3.1.6. Mikrometeoroloogilised mõõtmised.

Mikrometeoroloogilisteks mõõtmisteks nimetatakse mõõtmisi, mis seostuvad turbulentsiga Maa atmosfääris. Eesliide "mikro-" rõhutab tõsiasi, et uuritavad protsessid toimuvad sünoptiliste protsessidega võrreldes väikeses ruumimastaabis (mõni cm kuni mõnisada meetrit) ja seetõttu väga kiiresti: 0,1 sekundist mõne minutini. Mikrometeoroloogilistest protsessidest sõltub peaaegu kogu

soojus- ja niiskusevahetus aluspinna ja atmosfääri vahel, aga ka taimestikust eralduva süsinikdioksiidi transport atmosfääri, saasteainete levik õhus ja sadenemine aluspinnale.

Tänapäeval on mikrometeoroloogilised mõõtmised vajalikud peamiselt kolmest aspektist:

- mõistmaks soojus- ja kineetilise energia vahetust aluspinna ja atmosfääri vahel ning arvutamaks aluspinna energiabilanssi – see on vajalik meteoroloogiliste (ilmaennustus-) mudelite täiustamiseks;
- selleks, et hinnata süsinikdioksiidi, veeauru jt. ainevahetusproduktide vooge atmosfääri ja taimestiku vahel koosluse tasemel (vajalik eeskätt kliimaprotsesside ja kliima muutumise uurimiseks);
- et mõista gaasiliste ja aerosoolsete lisandite leviku ja sadenemise seaduspärasusi ning nendest lähtuvalt luua täpsemaid matemaatilisi mudeleid õhu kvaliteedi hindamiseks ja prognoosimiseks.

Turbulentsete voogudega ära kantav soojushulk on Eesti oludes päikesepaistelisel suvepäeval tüüpiliselt paar-kolmsada W/m^2 , troopikas kuni paar korda rohkem. Tajutav soojusvoog (*sensible heat flux*) tekib erineva temperatuuriga õhu edasikandumisest turbulentsete keeristega. Varjatud ehk latentse soojusvoo (*latent heat flux*) põhjustab veeaur, mis küllastustaseme saabudes kondenseerub (näiteks pilvede või kaste näol) ja annab ära aurumissoojuse. Kuna niiske õhk on kuivast kergem (veeauru väiksema molekulmassi tõttu) ja tõuseb üles, siis saab selle tulemusena tõusev õhuvool pilves jõudu juurde ja konvektsioonivoolud arenevad palju võimasmaks kui kuivas õhus. Tajutava ja varjatud soojusvoo suhe sõltub niiskuse kättesaadavusest. Kõrbes moodustab peaaegu kogu soojusvoo tajutav soojus, ekvatoriaalmetsa aladel on rohkem varjatud kui tajutavat soojusvoogu. Meie laiuskraadil jaguneb soojusvoog tüüpiliselt üsna võrdselt tajutava ja varjatud voo vahel. Kui aluspind ei saa päikesekiirgust või saab seda vähe (öösel, talvel), siis ta jahtub äraantava soojuskiirguse tõttu ja hakkab saama soojust ülekande teel soojemalt atmosfäärilt. Kuna atmosfääri maapinnalähedane kiht jahtub seetõttu, siis tekib nn. *pinnainversioon* – külmem ja raskem õhk püsib maapinna lähedal ning konvektsioonivoolud ei arene. Selle eest, et turbulentne ülekande täielikult ei katkeks, hoolitseb tuul: keerised tekivad õhu liikumisel üle taimestikuga kaetud või hoonestatud pinna. Siiski jääb palju nõrgema turbulentsi tõttu negatiivse (alla suunatud) soojusvoo maksimaalväärtus peaaegu suurusjärguga positiivsele (üles suunatud) alla – mõnikümme, väga harva kuni $100 W/m^2$. Tuulevaikus tugevdab inversiooni (polaaraladel tõuseb temperatuur tihti $10 - 20 ^\circ C$ alumisel 100 meetril), kuid samas vähendab alla suunatud soojusvoogu, sest turbulents on veel nõrgem kui tuulega. Maapind peaaegu isoleeritakse atmosfäärist.

Gradientmeetodit kasutatakse soojusvoogude mõõtmiseks juba aastakümneid. See põhineb asjaolul, et atmosfääris nagu igas keskkonnas on ülekandekiirus (ja seega voog ehk soojushulk ajaühikus läbi pinnauhiku) võrdeline potentsiaalse temperatuuri (või absoluutse niiskuse) vahel $\partial\theta$ (või ∂q) ja pöördvõrdeline kõrguste vahel ∂z , millel temperatuurid ja niiskus on mõõdetud:

$$H = -K_h \rho c_p \partial\theta / \partial z \quad (3.1)$$

$$E = -K_q \rho \partial q / \partial z \quad (3.2)$$

kus H ja E on vastavalt soojuse ja niiskuse vood, ρ ja c_p vastavalt õhu tihedus ja isobaariline erisoojus ning K_h ja K_q vastavad ülekandekoefitsiendid. Potentsiaalne temperatuur θ on temperatuur, mis oleks õhul, kui ta tuua antud kõrguselt adiabaatiliselt (soojusvahetuseta) õhurõhule 1000 millibaari – see on kokkuleppeline tase, mis vastab ligikaudu globaalsele keskmisele õhurõhule merepinnal. Rõhu tõusul

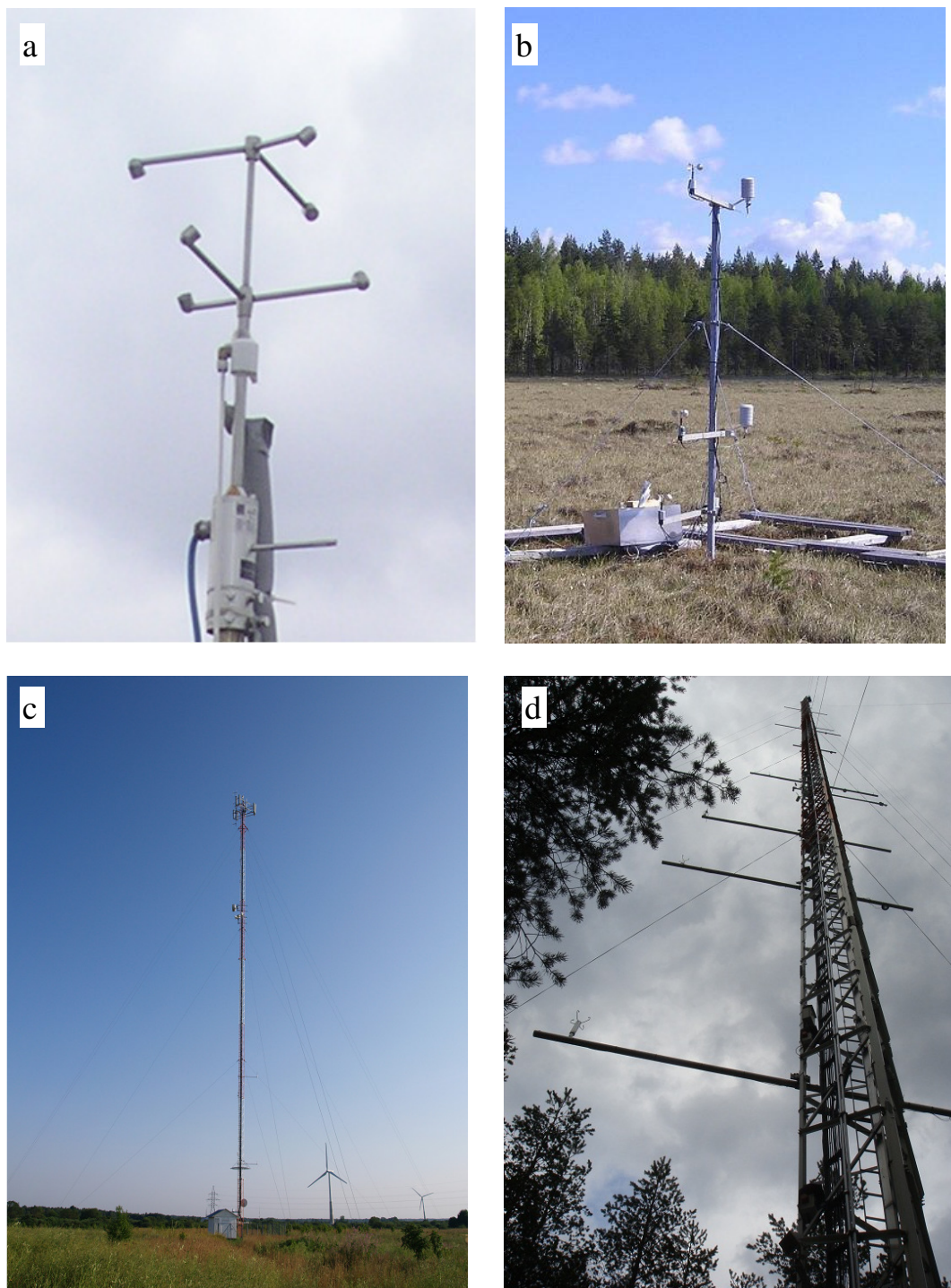
õhk soojeneb, kuid kõrgrõhkkonnas maapinna lähedal võib potentsiaalne temperatuur olla ka tegelikust madalam, sest 1000 mb tase asub kõrgemal – sinna viimisel õhk paisub ja jahtub. Kuni mõnekümnemeetristel kõrgusvahemikel võib potentsiaalse temperatuuri muudu ligikaudu võtta enamikus arvutustes võrdseks tegeliku temperatuuri muuduga.

Vood on kahel kõrgusel tehtud temperatuuri- ja niiskusemõõtmiste põhjal hõlpsasti arvutatavad, kui üleandekoefitsiendid on teada. Paraku erinevalt tahke aine tükist, milles soojusjuhtivus (K_h analoog) sõltub ainult ainest ja õige vähe temperatuurist, on turbulentse ülekande koefitsiendid määratud mitte õhu keemilise koostise vaid peamiselt turbulentse seisundiga. Teisisõnu: temperatuuride vahe avaldab tugevat tagasimõju ülekandekiirusele (konveksiooni või inversiooni seisund). Olukord on lihtsast lineaarsest protsessist väga kaugel ja põhiline töö kulub üleandekoefitsientide määramisele. Viimase umbes 50 aasta jooksul on välja töötatud paljuski empiirilistele seostele tuginev teooria, mida selle töö alustajate järgi nimetatakse Monin-Obuhhovi teooriaks. See ei tööta ei väga konvektiivses ega väga tugeva inversiooniga atmosfääris veel rahuldavalt, mistõttu täiustamine jätkub. Teooria järgi on vaja atmosfääri pinnakihi seisundi määramiseks lisaks temperatuuri kõrguskäigule teada veel tuule kiiruse käiku. Koefitsiendid K_h ja K_q võib võrdseks võtta, niikaua kui ei toimu niiskuse kondenseerumist uuritavate tasemete vahel. Mõõtmine rohkematel tasemetel võimaldab katseliselt määrata rohkem teooria parameetreid, mis teeb voogude hindamise täpsemaks.

Mõõtmisi tehakse meteoroloogilistes mastides, mille eri kõrgustele on paigaldatud temperatuuri ja niiskuse andurid ning anemomeetrid. Kõrgeim selleks otstarbeks ette nähtud mast, mida käesoleva õppematerjali koostaja teab, asub (või asus vähemalt 1990. aasta paiku) Moskva lähedal Obninskis (u. 300 m), kuid lagedal maa-alal on kasu ka palju madalamast mastist, sest tähtis on mõõta vooge maapinna lähedal (joonis 3.2.).

Turbulentsete kovariatsioonide (*eddy covariance*) mõõtmised. Vaatamata keerukale nimetusele on meetodi sisu lihtne: mõõdetakse otseselt tuule kiiruse ja temperatuuri kiireid muutusi, mis on põhjustatud turbulentsetest keeristest. Ammendava pildi saamiseks on vaja tabada fluktuatsioonide sagedusega umbes 10 Hz (10 korda sekundis). Et mõõta neid piisava täpsusega, peab tegelik mõõtesagedus olema vähemalt 100 Hz. Nii kiired andurid on reaalselt mõõtmisteks atmosfääris kättesaadavad alates möödunud sajandi kaheksakümnendatest aastast. Tuule kiiruse lühiajaliste muutuste ehk fluktuatsioonide mõõtmine seisneb ultraheli liikumise kiiruse väga täpsel mõõtmises helisignaali hilinelemise või varem saabumise põhjal võrreldes kiirusega, mis oleks seisvas õhus. Samade lainete leviku kaudu saab mõõta ka temperatuuri, sest kahe vastassuunalise signaali keskmine levikukiirus ei sõltu õhu liikumiskiirusest, küll aga sõltub temperatuurist.

Mõõteriist, nn. helianemomeeter (*sonic anemometer*) koosneb kolmest paarist üksteise suhtes nurga all olevast ultraheli allikast-andurist, mille signaalide põhjal arvutatakse küllaltki otseseid (küsitavaid empiirilisi parameetreid mittesisaldavaid) seoseid kasutades turbulentset vood. Samal põhimõttel saab mõõta ka õhu keemiliste lisandite fluktuatsioonid ja otseselt leida nende vood, kui kasutatav analüüsiaparatuur on küllalt tundlik ja kiire (tänapäeval juba olemas, kuid üsna kallid). Alternatiivina on



Joonis 3.2.

- a) Kolmedimensionaalne helianemomeeter. Autori foto.
- b) Teisaldatav mikrometeoroloogiliste mõõtmiste mast Siikaneva soos Tampere lähedal, mai 2005 (kasutusel mehaanilised anemomeetrid). Autori foto.
- c) 24 kõrgune meetri Eesti õhuseire (EKUK) mõõtemast Aseri lähedal. Jana Pavlenkova foto.
- d) 127 meetri kõrgune mõõtemast Helsingi Ülikooli Hyytiälä mõõtejaamas, (mikro)meteoroloogilised mõõteseadmed on paigaldatud poomidele, vähendamaks masti õhuvoolu mõõnutavat mõju. Alumise poomi vasakul otsal nähtav kahedimensionaalne helianemomeeter. Autori foto.

võimalik lülitada vastavalt helianemomeetri signaalile ümber pump, mis imeb õhku mahutisse keemiliseks analüüsiks ja saada nii proov eraldi üles- ja allasuunduvate õhuvoolude jaoks. Nii lähevad küll kõige kiiremad fluktuatsioonid kaduma.

Helianemomeetreid kasutatakse ka meteoroloogilistes mastides. Viimasel ajal kasutatakse gradientmõõtmistel üha enam tavaliste mehhaaniliste anemomeetrite asemel kahedimensionaalseid helianemomeetreid, mis registreerivad ainult tuule kiiruse kaht horisontaalset komponenti. Need ei võimalda määrata otseselt vertikaalseid vooge, kuid on täielikest (kolmedimensionaalsetest) helianemomeetritest tunduvalt odavamad ja mehhaanilistest anemomeetritest täpsemad (viimastel on suur inertis ja suur viga väikestel tuule kiirustel). Nii on tehtud Soomes Tampere lähedal Hyytiäläs SMEAR jaamas asuvas Helsingi Ülikoolile kuuluvas 127 meetri kõrguses mastis (joonis 3.2., palju teavet <http://www.atm.helsinki.fi/SMEAR/>). Nii kõrget masti on vaja gradientmõõtmisteks metsa kohal, sest ülemised mõõdetasemed peavad olema puulatvadest orienteeruvalt neli korda kõrgemal, et saada korrektseid kõrguskäike.

Üle Eestis paikneb neli kolmedimensionaalsete helianemomeetritega 24 meetri kõrgust mõõtemasti. Nende eesmärgiks on õhusaaste leviku mudeli AirViro varustamine algandmetega, vt. ka <http://mail.klab.ee/seire/airviro/>. Tartu Ülikooli, Eesti Maaülikooli ja EMHI ühisprojektina alustati 2011. aastal Eesti SMEAR jaama loomist, muu hulgas ehitatakse 130 meetri kõrgune mõõtemast, kavas on paigutada mõõteseadmed ka 311 meetri kõrgusesse Valgjärve masti.

3.2. Lisandgaaside seire õhus

3.2.1. Mida mõõdetakse?

On kolm lisandgaaside gruppi, mille jälgimisel õhus on aastakümnete pikkused traditsioonid:

- Vääveldioksiid SO_2 ;
- Lämmastiku oksiidid: lämmastikoksiid (NO), lämmastikdioksiid (NO_2);
- Osoon O_3 .

Vääveldioksiid ja lämmastikoksiid on primaarsed saasteained õhus, st. sattuvad õhku otse saasteallikatest. Osoon tekib õhus keemilistel reaktsioonidel, milles kindlat osa etendab päikese kiirgus. Lämmastikdioksiidi osakaal primaarsetes heitmetes on reeglina väike, suurem osa sellest moodustub NO oksüdeerumisel atmosfääris (taas on päikese kiirgus oluline).

Vääveldioksiidi põhiliseks inimtekkeliseks allikaks on fossiilsete kütuste põletamine (energeetika, metallurgia). Väävlisisaldus kivisöes on 0,1-4%, naftaproduktides kuni 3% (raske kütteõli). Ka eesti põlevkivis on väävlit 3-4%. Autobensiinis ja diislikütuses ei sisaldu arvestataval hulgal väävlit, samuti looduslikus gaasis, mida puhastatakse väga efektiivselt divesiniksulfiidist (H_2S). Küll aga võib olla väävlit raske kütteõliga võrreldavates kontsentratsioonides ookeanilaevade diislikütuses – merelt lähtuvat õhusaastet on oluliselt teadvustatud alles 21. sajandil. Sisalduste normeerimiseni on siiani jõutud vähestel merealadel, sh. Läänemerel ja Põhjamerel.

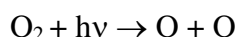
Vääveldioksiidi emissioonid lähtuvad peamiselt tööstuspiirkondadest, kuid kanduvad tuhandete kilomeetrite taha, moodustades happelisi sademeid: reaktsioonil atmosfääri veega tekib väävelhape. Kuni 1970. aastateni kasvasid SO_2 heitkogused maailmas pidevalt, hiljem saadi olukord tööstuslikult arenenud maades kontrolli alla ja heitkogused on oluliselt vähenenud. Arengumaades (eriti Hiina) kasv jätkub. Praegu annavad inimtekkelised allikad umbes kolmveerandi õhku paisatavast vääveldioksiidi kogusest, looduslikest allikatest peamised on fütoplankton (paiskab

õhku dimetüülsulfiidi, mis seal oksüdeerub vääveldioksiidiks) ja vulkaanipursked. Lämmastikoksiidi (NO) põhiliseks inimtekkeliseks allikaks on põlemine. On kaks mehhanismi:

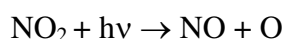
- Kütuses sisalduva lämmastiku oksüdeerumine (lämmastikku on kivisöes ja naftaproduktides 0,5-1,5%, maagaasis palju vähem);
- Õhulämmastiku oksüdeerumine.

Viimane toimub igasugusel põlemisel, kuid mida kõrgem on põlemistemperatuur, seda rohkem NO tekib. Otse põlemisel tekkiva NO₂ osakaal NO_x-ide (milleks on põhiliselt NO₂ ja NO) hulgas on enamasti alla 10%, kuid hiljem atmosfääris NO aja jooksul oksüdeerub NO₂-ks. Nii on värskest atmosfääri paisatud saastes (näiteks tiheda liiklusega tänavatel) NO₂ 20-30%, linnaõhu keskmisena umbes 50%, foonialadel veelgi suurem – Eestis tavaliselt 70-90%. Päikesekiirguse käes NO₂ laguneb lämmastikoksiidiks ja osooniks (O₃). Lämmastikdioksiidist moodustub atmosfääris lämmastikhape HNO₃, mille sademed kiiresti välja pesevad. Seega on tegemist teise olulise happeliste sademete tekkimise mehhanismiga. Mõju lähtub nii tööstuspiirkondadest kui ka linnadest (liiklus, olmekütmine). Umbes 70% NO_x heitkogusest maailmas on inimtekkeline (lisaks tööstuslikule põlemisele ka põllumajandus), looduslikest allikatest olulisemad on vulgulöögid ja biomassi põlemine.

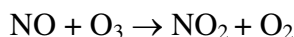
Osoon tekib põhiliselt stratosfääris 15 – 50 km kõrgusel lühilainelise (lainepikkus alla 242 µm) ultraviolettkiirguse toimel:



M on kolmas molekul, enamasti N₂ või O₂, mis võtab vastu energia. Osa sellest difundeerub troposfääri, moodustades foonikontsentratsiooni kuni kümnekond µg/m³. Troposfääris ei saa osoon moodustuda hapniku lagunemise teel nagu stratosfääris, sest maapinnale jõudval ultraviolettkiirgusel (lainepikkus 280 µm ja rohkem) ei jätku hapnikumolekuli lõhkumiseks energiat. Küll aga laguneb selle kiirguse toimel lämmastikdioksiidi molekul:



Selle tasakaalustab osooni lagunemine NO abiga:



mis stabiliseerib O₃ kontsentratsiooni küllaltki madalal tasemel (väheasustatud piirkondade foon 15 – 30 µg/m³). Kui aga lämmastikdioksiidi on õhus palju (selle moodustumist lämmastikoksiidist kiirendavad erinevad orgaanilised ained), siis võib osooni kontsentratsioon õhus tõusta rohkem kui suurusjärgu võrra. Alates 20. sajandi keskpaigast on sellist nähtust (nn. Los Angelese sudu) täheldatud suurlinnades, kus NO ja lenduvate orgaaniliste ühendite peamiseks allikaks on autoliiklus. Arvatavasti on ka taimsed lenduvad ühendid (isopreen lehtpuudest, terpeenid okaspuudest) võimelised soodustama osooni teket, sest 20. sajandi lõpus Euroopas massiliselt käiku antud foonijaamad näitavad aeg-ajalt kõrgeid kontsentratsioone ka tööstusest ja intensiivsest liiklusest kaugetes maapiirkondades. Põhjuseks on asjaolu, et linnakeskuste „värskest“ saastatud õhus on palju NO ja vähe NO₂, seega on ülekaalus

osooni lagunemisreaktsioon ja kontsentratsioonid madalad. Kaugemale levides oksüdeerub NO NO₂-ks ja ülekaalu saavutab osooni tekkereaktsioon.

Lenduvad orgaanilised ühendid (LOÜ, inglisekeelne lühend *VOC*) on suur ainete rühm, mille sees tehakse vahet metaanil (CH₄), mitte-metaansetel süsivesinikel (inglisekeelne lühend *NMHC*), halogeen-süsinikuühenditel (*halocarbons*) ja oksügenaatidel (*oxygenates*) nagu alkoholid, aldehüüdid ja ketoonid. Metaani vaadeldakse eraldi seetõttu, et ta toimib põhiliselt kasvuhooneefekti põhjustajana, mitte lokaalse saasteainena. LOÜ inimtekkelised allikad on mootori- ja energeetiliste kütuste mittetäielik põlemine, naftatöötlemine, kütusemahutite (ka sõidukite kütusepaakide) täitmine, värvide ja lakkide tootmine ja kasutamine, alkoholi tootmine, põllumajandus. Looduses lendub orgaanilisi ühendeid taimede (Eestis peamiselt okaspuud, aga ka puhmad nagu sookail) elutegevuse tulemusena. Taimsete heitkoguste kohta on andmeid veel ebapiisavalt, kuid üldiselt arvatakse, et need on palju suuremad kui inimtekkelised. Samas on nende tekkealad märksa hajutatamad ja keemiline koostis inimtekkelisest väga erinev.

Ammoniaak (NH₃) paiskub tänapäeval õhku peamiselt inimtekkelistest allikatest: loomakasvatus (uriinis sisalduva karbamiidi lagunemine), orgaanilise ja mineraalväetise kasutamine. Umbes 30% maailma heitkogustest pärineb looduslikest allikatest: looduslikud mere- ja maismaakooslused. Seega lähtuvad ammoniaagiheitmed õhku laialdastelt aladelt, kõige rohkem intensiivsest põllumajandusest Lääne-Euroopas, Kagu-Aasias ja mõnedest piirkondadest Põhja-Ameerikas.

Süsinik(mono)oksiid (CO) tekib kõigi süsinikku sisaldavate kütuste (nii fossiilsete kui biomassi) mittetäielikul põlemisel. Tihe autoliiklus linnas võib halbadel hajumistingimustel põhjustada ohtlikke kontsentratsioone, kuid viimasel paaril aastakümnel on katalüsaatorite kasutuselevõtt bensiinimootoriga autodel oluliselt paranenud. Peale 2000. aastat on teatud paranemist märgata ka Eestis. Looduses tekib süsinikoksiidi samuti põlemisel (metsapõlengud), rohkem aga metaani jt. orgaaniliste ühendite oksüdeerumisel. Inimtekkelised allikad moodustavad hinnanguliselt 20-30% maailma heitkogusest.

Süsinikdioksiid (CO₂) on atmosfääri makrokomponent ja ei kujuta endast ohtu saasteainena, kuid mõjutab Maa kiirgusbilanssi Maalt lähtuva soojuskiirguse neelamise teel (peamine nn. kasvuhoonegaas). Kuigi inimtekkelised CO₂ allikad moodustavad praegu vaid umbes 3% atmosfääri sisenevatest kogustest, on selle tasakaalustamata mõju tõttu CO₂ hulk atmosfääris tõusnud võrreldes tööstusajastu eelse ajaga üle 30% ja jätkab tõusu. CO₂ kontsentratsiooni jälgimine atmosfääris on globaalse kliima seisukohalt väga oluline, kuid selleks pole vaja tihedat vaatlusvõrku, sest CO₂ on poolkera ulatuses üsna hästi segunenud.

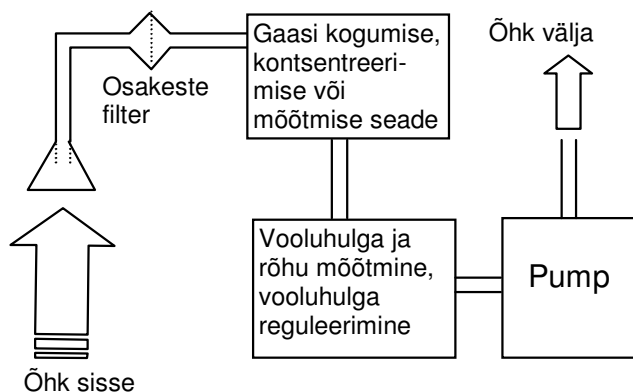
3.2.2. Gaasikogumine (*gas sampling*)

See mõiste hõlmab endas nii proovide kogumise hilisemaks analüüsiks kui ka õhuvoo ettevalmistamist analüüsiks reaalajas, mis on valdav ja üldjuhul nõutav tänapäeva õhuseirejaamades.

Pumbatavad süsteemid rahuldavad kõige paremini pideva õhuseire vajadusi. Süsteemi põhiosad õhu liikumise suunas on õhusisend, aerosoolifilter, gaasi analüüsi, kontsentreerimise või kogumise seade, õhu vooluhulga mõõtmise ja juhtimise seade ja pump.

Aerisooliosakesed eemaldatakse õhust, et need ei tekitaks valesignaali ega mõjutaks sensori töörežiimi. Filter peab olema niisugune, mis ei adsorbeerii uuritavaid gaasilisi lisandeid. Automaatika mõõdab ja

tänapäeval enamasti ka stabiliseerib vooluhulka. Pump on paigutatud ahela lõppu, et võimalikud sellest lenduvad ained ei saastaks analüüsivat õhku, kuid seetõttu töötab kogu süsteem väikesel alarõhul ja peab olema hästi tihendatud ära hoidmaks saastunud õhu lekkeid aparatuurist mõõtetrakti. Niiske õhu korral on üheks suuremaks probleemiks kondenseeruv niiskus, mis võib rikkuda tundliku aparatuuri. Kondenseerumise ohu korral hoitakse mõõtetrakti välisõhust kümmekond kraadi kõrgemal temperatuuril. Õhutrakti materjalide valikul tuleb olla tähelepanelik mõõdetava(te) gaasi(de) adsorbeeritavuse osas ja kui adsorptsiooni pindadel ei õnnestu vältida, siis arvestada seda tulemuste töötlemisel matemaatiliselt. Õhu keemiline koostis võib mõõtetrakti läbides muutuda ka seetõttu, et õhk on isoleeritud välise keskkonna teguritest. Näiteks osooni kontsentratsioon hakkab ühinemisreaktsioonide tõttu kiiresti langema, kui katkeb ultraviolettkiirguse juurdepääs. Ka adsorbeerub osoon paljudel materjalidel, mistõttu tuleb kasutada klaasist või spetsiaalset liiki plastikust torusid.



Joonis 3.3. Pumbatava mõõtesüsteemi põhimõtteskeem.

Reaalaja-analüüsis kasutatavad detektorid on enamasti optilised – nähtava või sellele lähedase kiirguse neeldumisel või kiirgumisel põhinevad. Optilised meetodid on piisavalt kiired ja töökindlad, et usaldusväärselt ja operatiivselt määrata tunni ja isegi tunduvalt lühema aja keskmisi kontsentratsioone ja samas mõõta peaaegu katkematult aastate jooksul. Iga konkreetse gaasi jaoks on välja töötatud oma meetodika. Vääveldioksiidi mõõdetakse ultraviolettkiirguse luminesentsi järgi lainepikkusel 340 nm, mida tekitab selles gaasis ultraviolettkiirgus (214 nm). Osooni määramiseks kasutatakse ultraviolettkiirguse (254 nm) neeldumist. Lämmastikoksiidi (NO) saab määrata footonite järgi, mis kiirguvad reaktsioonil osooniga, mida tekitatakse mõõteseadmes. Footonid registreeritakse fotokordistiga. Samal põhimõttel saab määrata ka lämmastikdioksiidi (NO₂), kui see eelnevalt redutseerida lämmastikoksiidiks (õige tulemuse saamiseks tuleb esmalt mõõta NO foon). Süsinikdioksiidi (CO₂) ja paljusid teisi gaase saab mõõta infrapunase kiirguse adsorptsiooni põhjal. Erinevad gaasid neelavad eri spektriribades, mis teeb nad üksteisest eristatavaks, kuid madala tundlikkuse tõttu ei ole see meetod rakendatav enamiku lisandgaaside puhul atmosfääriõhus.

Kui gaasi analüüs reaalajas ei ole teostatav (väga sageli rahalistel põhjustel, sest usaldusväärse gaasianalüsaatori hind algab u. 10 000 eurost), siis kogutakse õhuproov mahutisse või eelkontsentreeritakse, et analüüsida seda hiljem laboris. Niisugune lähenemine on sagedane ekspeditsioonilistel mõõtmistel, kus aparatuuri kergus ja lihtsus on eriti olulised.

Gaasikogumine toimub kas jäikade seinadega mahutitesse (balloonidesse) või pehmetesse padjakestesse (kilekottidesse). Välistingimustes mõõtmisel on lihtsasti kasutatavad laboris vakumeeritud balloonid, mille täitmiseks õhuga on vaja vaid avada ventiil. Pehme seintega mahuti võimaldab koguda erineva hulga õhku sõltuvalt vajadusest (näiteks p. 3.1.5 nimetatud valikulisel kogumisel sõltuvalt õhu

vertikaalse liikumise suunast), kuid mahuti täitmiseks peab õhk esmalt liikuma läbi pumba, mistõttu peab olema kindel, et pump ei saasta õhku mõõdetavate gaasidega.

Mullitajas ehk mullikambris (*bubbler*, mitte segi ajada mikroosakeste uurimiseks kasutatava mullikambriga!) imetakse gaasijuga läbi adsorbeeriva lahuse. Meetod töötab hästi, kui uuritav gaas adsorbeerub lahuses peaaegu täielikult või adsorbeerunud aine osakaal on (näiteks võrdluskatsete põhjal reaalaraja-mõõteriistaga) teada. Kuna adsorbeerumise kiirus on võrdeline mullide pindalaga, siis paljudes seadmetes imetakse gaas enne vedelikku sisenemist läbi peenikeste aukudega võre, mis tekitab palju väikesi mulle.

Immutatud filtrid on kasutusel gaaside kogumisel õhust. Immutusmaterjal peab efektiivselt siduma uuritavat gaasi nii, et tekkinud keemiline ühend on pärast hästi identifitseeritav. Ühele filtrile võib adsorbeerida mitut gaasi eeldusel, et nendest moodustunud ühendid on laboris üksteisest eristatavad. Ühte mõõtetrakti võib ühendada järjestikku mitu filtrit erinevate lisandgaaside jaoks.

Denuudertorud (*denuder tubes*) on kasutusel selleks, et eristada võimalikke keemiliselt sarnaseid aerosoolseid ja gaasilisi lisandeid (näiteks lämmastikhappe aur ja nitraatne aerosool). Õhk imetakse läbi toru, mille seinad on kaetud gaasi adsorbeeriva kihiga (reaktiiviga immutatud filter). Toru läbimõõdu ja voolukiiruse valikuga tagatakse, et vool torus on laminaarne (ei ole turbulentseid keeriseid). Siis on ainsaks pinnale sadenemise mehhanismiks molekulaarne ehk Browni difusioon. Gaasimolekulid difundeeruvad palju kiiremini kui mitu suurusjärku raskemad aerosooliosakesed. Kui toru on paraja pikkusega, siis sadestub peaaegu kogu gaas, aerosoolsest faasist aga vaid tühi osa. Pärast seda saab aerosooli vajaduse korral koguda eraldi filtrile (p. 3.3.).

Passiivsed kogujad (difusioonitorud). Adsorbeeriva filtri põhimõtet saab rakendada ka ilma õhku läbi pumpamata. Sel juhul sadeneb gaas filtrile difusiooni teel. Õhus olnud kontsentratsiooni arvutamiseks tuleb teada difusiooni kiirust. Kui filter on paigutatud toru (pikkus z , ristlõike pindala A) suletud otsa ja teine ots jäetud vabaks, siis aja t jooksul sadeneb Q mooli gaasi, mis avaldub nii:

$$Q = DA t (C_z - C_0) / z \quad (3.3)$$

kus C_z on gaasi kontsentratsioon toru lahtises otsas ja C_0 vahetult filtri pinna juures õhus ning D (molekulaarne) difusioonikoefitsient. Eeldades, et filter neelab iga pinnale sattunud molekuli (ideaaljuht), saame et $C_0 = 0$, järelikult võime arvutada eeltoodud valemist C_z .

Passiivseid kogujaid on odavad ja töötavad ilma elektrita. Seetõttu saab neid kasutada paljusid punkte hõlmavatel välimõõtmistel, ka foonialadel. Passiivne koguja ei võimalda registreerida tippsaastetasemeid ja lühiajalisi muutusi, kuid annab küllaltki usaldusväärselt keskmised kontsentratsioonid ekspositsioonaja (mõni päev kuni umbes üks kuu) jooksul. Algselt, seitsmekümnendatel aastatel, hakati passiivseid kogujaid kinnitatuna töötaja riidele kasutama töötaja ekspositsiooni mõõtmiseks tootmisettevõtetes. Hiljem selgus, et meetod on küllalt tundlik ja töökindel ka mõõtmiseks atmosfääris. Torukujulise koguja puuduseks on asjaolu, et tugev tuul võib tekitada torus turbulentsi, mistõttu gaasi ülekanne torus kiireneb väga palju. Seetõttu on näiteks Norra Õhu-uuringute Instituut (NILU) välja töötanud "tabletikujulised" kogujad, mille immutatud filter on kaetud peene metallvõrega, mis summutab tuulest tingitud turbulentsi paremini. Selliseid kogujaid SO_2 , NO_2 , NH_3 ja CO jaoks valmistab ka Eesti Keskkonnauuringute keskus (EKUK)

3.2.3. Laboratoorsed meetodid.

Proovide laboratoorses analüüsis on füüsikalise-keemilised meetodid viimastel aastakümnetel saanud valdavaks. Põhjuseks on kiirus, standardiseeritavus ja automatiseeritavus.

Gaas- ja vedelikkromatograafia ei kuulu otseselt füüsikaliste meetodite valdkonda, kuid seda kombineeritakse tänapäeval mitmete füüsikaliste meetoditega. Kromatograafia on väga universaalne keemiline meetod, mis põhineb ainete (ioonide,

ühendite) erineval liikumiskiirusel adsorbendiga täidetud kolonnis gaasi või vedeliku keskkonnas. Seetõttu nad väljuvad kolonnist üksteisest eristununa, kusjuures väljumise aja järgi identifitseeritakse aine ja signaali tugevuse ajalise integraali järgi määratakse aine hulk. Detekteerimiseks kasutatakse füüsikalisi meetodeid, millest peamised on leekionisatsioonidetektor (FID) ja *electron capture detector* (ECD).

Mass-spektromeetria on võimas meetod vedelikkromatograafia eristatud ainete element- ja isotoopkoostise lõplikuks detekteerimiseks. Aatomid ioniseeritakse ja “tulistatakse” suurel kiirusel magnetvälja. Nende kõrvalekalde järgi, mis sõltub nii laengust kui massist, saab eristada mitte ainult elemente vaid ka sama elemendi isotoope, mis erinevad üksteisest ainult aatommassi poolest.

Induktiivselt ühendatud plasmaspetspektroskoopia (*inductively coupled plasma-spectroscopy*, ICP) on meetod algselt tahke või vedela aine atomaarkoostise määramiseks. Teatud piirkond inertgaasi (näiteks argoon) keskkonnas kuumutatakse elektrilahendusega väga kõrgete temperatuurideni (u. 8000 °C), mille tulemusena tekib ioniseeritud gaas – plasma. Plasmas aurustatakse analüüsitav tahkisetükk või vedelikutilk. ICP meetodit saab kasutada kombineerituna aatomabsorptsioonspektromeetriaga: läbi plasma lastakse valguskiir ja mõõdetakse, milliste elementide spektrijooned ja kui tugevalt plasmas neelduvad. Teise võimalusena võib plasma koostise määrata mass-spektromeetriga. Plasma on universaalne keskkond selleks, et “lammutada” mistahes aine ioniseeritud aatomiteks.

Optilised meetodid, mida rakendatakse laboratoorsetes mõõtmistes, on üldjoontes sarnased gaasianalüsaatoreis kasutatavatega, põhinedes valguse kiirgumisel, neeldumisel, fluorestsentsil ja hajumisel. Optilisi meetodeid saab kasutada teatud määral ka lahustunud ainete määramiseks vedelikeskkonnas, vastavat meetodit nimetatakse kolorimeetriaks st. “värvuse mõõtmiseks”:

mitmed ühendid annavad vesilahusele teatud intensiivse värvuse, mistõttu nende kontsentratsiooni saab määrata teatud lainepikkusega valguse neeldumise põhjal. Nii saab määrata näiteks sulfaatiooni, kuid tundlikkus ei ole paljudel keskkonnaseires eettulevatel juhtudel piisav.

3.3. Aerosooliseire: TPM, PM10, PM2.5, PM1.0, osakeste suurusjaotus, osakeste jaotus keemilise koostise järgi

3.3.1. Mis on osakesed õhus ja mis on aerosool?

Erinevalt gaasilistest saasteainetest, milles instrumentaalsete mõõtmiste algusest peale on eristatud keemilisi ühendeid, on aerosooliosakesi traditsiooniliselt liigitatud nende suuruse järgi:

- TPM (ingl. *total particulate matter*) – kõik õhus sisalduvad aerosooliosakesed kokku;
- PM10 – defineeritud kui osakesed, mis läbivad osakese suuruse suhtes selektiivse sisendi, mille efektiivsus 10 µm aerodünaamilise diameetri juures on 50%;
- PM2.5 – sama 2,5 µm juures;
- PM1 – sama 1 µm juures.

Seega on seires üldtuntud osakeste fraktsioonid määratletud kaudselt ja sõltuvad mõnevõrra mõõtmismetoodikast – jääb võimalus, et näiteks PM10 sekka satub mingi mõõteriista konstruktsioonist sõltuv hulk suuremaid osakesi (täpsem seletus lõikediametri kohta vt. p. 3.3.7). Üldiselt me siiski ei eksi palju kui väidame, et PM10 tähendab osakesi diameetriga kuni 10 µm ja sarnaselt teiste eespool nimetatud fraktsioonide kohta.

PM10 eristamine on oluline selle poolest, et 10 mikromeetrist väiksemad osakesed sadenevad raskusjõu mõjul aeglaselt, mistõttu võivad kergesti kanduda suurte vahemaade taha. Liivaterad, õietolmuterad ja taimeeosed on põhiliselt sellest piirist suuremad. PM2.5 ja siiani harva eristatav PM1 aitavad täpsustada osakeste päritolu. Näiteks sisepõlemootoritest õhku paisatavad osakesed on põhiliselt PM2.5.

Osakese aerodünaamiline diameeter. Raskusjõu ja õhutakistuse tasakaalu tõttu langeb osake kiirusega

$$v = \frac{\rho_p d_p^2 g C}{18\eta} \quad (3.4)$$

kus d_a on osakese aerodünaamiline diameeter, ρ_p osakese aine tihedus, g raskuskiirendus ja η õhu kinemaatiline viskoossus – normaaltingimustel $1,72 \cdot 10^{-5}$ kg/(m·s). Aerodünaamiliseks diameetriks d_a nimetatakse sellise kerakujulise osakese diameetrit, mille aine tihedus on võrdne vee tihedusega 1000 kg/m^3 ja mille sadenemiskiirus õhus on võrdne antud võrdludosakese sadenemiskiirusega. Keraja osakese jaoks

$$d_a = \sqrt{\frac{\rho_p}{\rho_{H_2O}}} d_p \quad (3.5)$$

kus ρ_p on osakese aine tihedus (kg/m^3) ja d_p osakese tegelik läbimõõt. C on *Cunninghami parand*,

$$C = 1 + \frac{2,52\lambda}{d_a} \quad (3.6)$$

kus λ on molekuli vaba tee pikkus (normaalrõhul ja –temperatuuril u. $0,07 \text{ } \mu\text{m}$). Cunninghami parand arvestab asjaolu, et väikestel osakestel on tõenäosus põrkuda õhumolekulidega väiksem kui suurtel. See asjaolu hakkab olulist mõju avaldama osakese suurusel $1 \text{ } \mu\text{m}$ allapoole.

Valemist (3.5) ilmneb, et suurema tihedusega osakese aerodünaamiline diameeter on suurem. Osake võib tegelikult olla mitte kerakujuline, kuid tema aerodünaamiline diameeter on sadenemiskiiruse mõõtmise alusel ikka määratav valemist (3.4). Poorse osakese tihedus on väiksem, järelikult (3.5) põhjal ka aerodünaamiline diameeter väiksem kui tegelik mõõde. Kuna enamik osakeste suurust arvestavaid mõõtmismeetodeid põhineb osakese liikumisel õhus raskus- inerts- või elektrijõudude toimel, siis aerodünaamiline diameeter on mugav suurus osakese mõõtmete iseloomustamiseks.

3.3.2. Osakeste suurust, päritolu ja omadusi iseloomustavaid nimetusi:

- aerosool – (kõikvõimalikud tahked ja vedelad) osakesed gaasikeskkonnas koos selle keskkonnaga, milles nad asuvad;
- *SPM (suspended particulate matter)* või *TSP (total suspended matter)* – kõik osakesed õhus, TPM-i sünonüüm;
- tolm – aine (mineraalne, puit vms.) mehaanilisel purustamisel tekkinud osakesed, enamasti mõõtmatega üle $1 \text{ } \mu\text{m}$;
- peened osakesed – mõnest mikromeetrist väiksemad osakesed, sageli kasutatakse PM10 sünonüümina;
- ülipeened osakesed – ametlikus kõnepruugis praegu kasutusel PM2.5 sünonüümina;
- nanoosakesed – ühest mikromeetrist palju väiksemad osakesed, nende mõõtmel viiakse tavaliselt nanomeetrites;
- suits – kütuse mittetäielikul põlemisel moodustunud osakesed, segu süsinikuosakestest ja kondenseerunud lenduvatest ühenditest, enamasti alla $1 \text{ } \mu\text{m}$;

- must suits (*black smoke, black carbon*) – määratakse filtrilt valguse peegeldumise meetodil (st. “kui must” filter on), peamiselt süsinikuosakesed (tahm) alla 10 µm, umbes 50% alla 4 µm, seega sissehingatavad osakesed, mis ei sadestu täielikult ülemistes hingamisteedes;
- lendtuhk – põhiliselt tahkete kütuste põletamisel õhku eralduvad osakesed suurusega mõni mikromeeter, näiteks põlevkivielektri jaamade lendtuhas 75% massist alla 7 µm;
- kerajad lendtuhaosakesed (*spheroidal particles*) – kõrgetemperatuurilisel põlemisel süsinikust või sulanud ja seejärel tahkunud mineraalainest tekkinud osakesed lendtuha hulgas (keemiliselt inertsed ja seetõttu head lendtuha leviku indikaatorid).

Esineb teatav vastuolu seires ja aerosoolifüüsikas kasutatava kõnepruugi vahel, sest nii „peen“ PM10 kui „ülipään“ PM2.5 fraktsioonid koosnevad peamiselt osakekest, mis on palju suuremad kui uute osakeste moodustumise ja kliimamõjude poolest huvipakkuvad nanoosakesed.

3.3.3. Osakeste suurusjaotus. Aerosooli kontsentratsiooni väljendatakse enamasti kas arvkontsentratsioonina (osakeste arv ruumalaühikus) või masskontsentratsioonina (osakeste mass ruumalaühikus). Kui me teame osakeste suurusjaotust (erineva suurusega osakeste osakaale), osakeste kuju ja tihedust, siis saame ühe järgi teise välja arvutada. Kerakujuliste osakeste korral on osakese mass m :

$$m = \frac{\pi \rho d^3}{6} \quad (3.7)$$

Submikroonsete osakeste kuju on enamasti lähedane keralle, kuid suuremad on sageli nurgelised ja poorsed. Siiski kasutatakse väga sageli valemit (3.7), võttes diameetriks aerodünaamilise diameetri. Nanoosakeste tihedus on enamasti lähedane vee tihedusele.

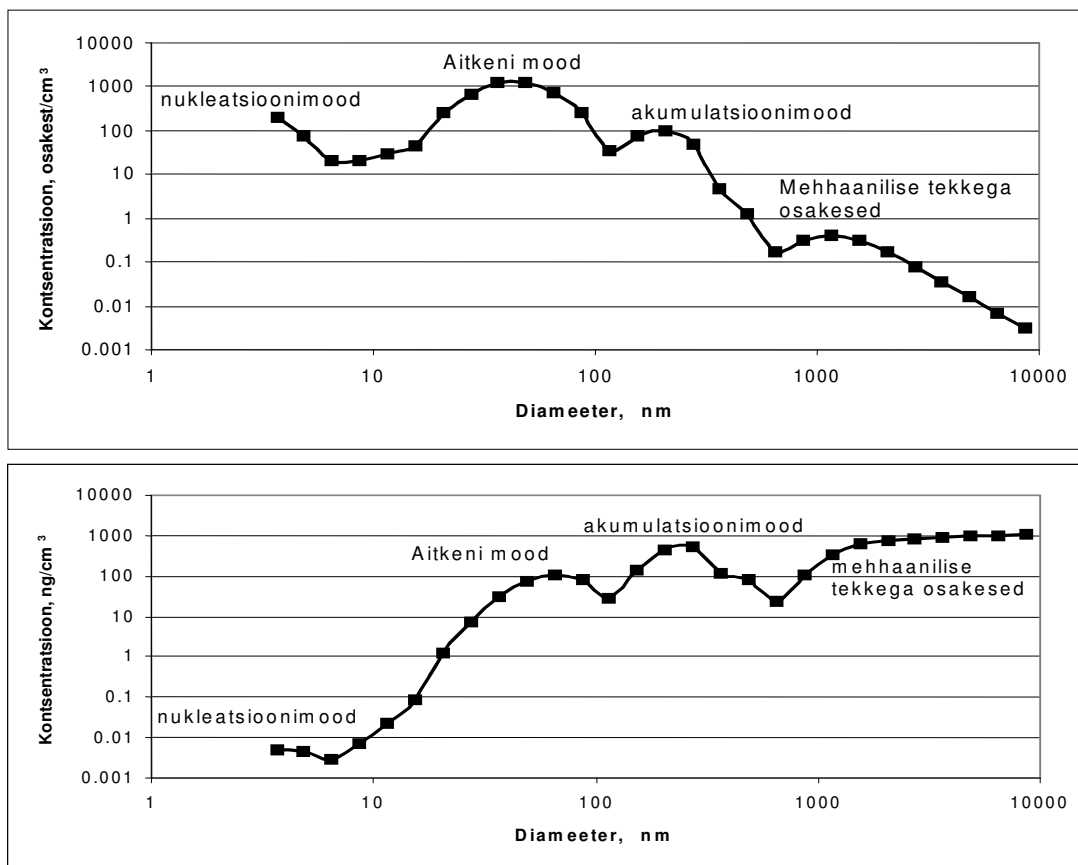
Enamasti on peeneid osakesi palju rohkem kui jämedamaid, kuid kuna väikseimate (mõni nm) ja suurimate (mõnikümmend µm) osakeste läbimõõdu erinevus on umbes 10000 korda, siis annavad jämedad osakesed peaaegu kogu masskontsentratsiooni. Siiski on väikesed osakesed olulised: näiteks eespool mainitud nanoosakesed läbimõõduga alla 200 nm jõuavad difusiooni teel kopsualveoolidesse ja imenduvad sealt otse verre, kahjustades enim organismi (või hoopis annavad teatud kindla koostise ja doseeringu korral raviefekti). Seires jälgitakse enamasti osakeste masskontsentratsiooni, kuna see on lihtsamini mõõdetav ja annab samas piisavalt rakenduslikku teavet.

Atmosfääriaerosooli suurusjaotuses on neli moodi (“tippu”, Joonis 3.4), mis ideaaljuhul on täppismõõteriistadega selgelt eristatavad:

- nukleatsioonimood (u. 3 – 30 nm) – kümnetest kuni tuhandetest molekulidest koosnevad klastrid, mis moodustuvad gaasiliste lisandite kondenseerumisel (kõige väiksemad osakesed ühinevad väga kiiresti Browni liikumise toimele, seetõttu on neid vähe);
- Aitkeni mood (u. 30 – 100 nm) – tunduvalt suuremad klastrid, tekkinud aurude (mitte veeauru) kondenseerumisel nukleatsiooniosakestele – need on peamised kondensatsioonitsentrid pilvetilkade tekkimisel (sellest mõju kliimale), mõnes raamatus käsitletakse koos nukleatsioonimoodiga;
- akumulatsioonimood (u. 100 – 1 µm) – väiksemate osakeste ühinemisel (koagulatsioonil), põlemisel, aurude kondenseerumisel jms. protsessidel tekkivad osakesed, mis kogunevad atmosfääri, olles liiga suured selleks, et kiiresti edasi koaguleeruda difusiooni teel (suur inerts, seega väike Browni difusiooni kiirus) ja

liiga väikesed selleks, et raskusjõu mõjul välja sadeneda – enamasti pestakse atmosfäärist välja sademetega mõnede ööpäevade jooksul;

- mehhaanilise tekkega osakeste mood (u. 1 – 10 μm , mõnikord kuni 100 μm) – tolm, lendtuhk, meresool, taimeosad jm., mida tekib massi järgi palju, kuid mis sadenevad kiiresti välja.



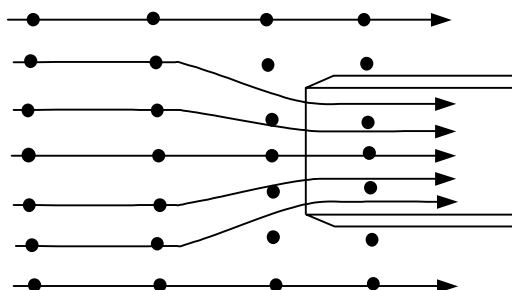
Joonis 3.4. Aerosooli suurusjaotused (spektrid), mõõdetud 2003. aasta aprillis Helsingi Ülikooli Värriõ seirejaamas Lapimaal TÕ elektrilise aerosooli spektromeetriga EAS (28 diameetri fraktsiooni). Ülal: osakeste arvu jaotus, all: osakeste massi jaotus samal ajal, arvutatud aerodünaamilise diameetri põhjal.

Nagu näha, esindab PM_{2.5} ja veel kindlamini PM₁ põhiliselt akumulatsioonimoodi; nukleatsioonimoodi ja Aitkeni moodi masskontsentratsioonid on enamasti väikesed. Aerosooliosakeste tüüpiline eluiga atmosfääris on seotud nende suurusega. Kuni umbes 1 mikromeetrini eluiga atmosfääris kasvab aeglustuva difusiooni tõttu: nukleatsiooniosakestel mõni tund, Aitkeni osakestel ööpäev-paar, akumulatsiooniosakestel nädala ringis, kuid üle 1 μm hakkab eluiga taas kahanema väljasadenemise tõttu (üle 10 μm väga järsult). Eespool väljatoodud moodid avalduvad selgelt vaid piisavalt puhtas looduslikus õhus (eriti polaaraladel). Kui mehhaanilise tekkega osakesi on palju, siis väiksemad osakesed sadenevad kiiresti nende pinnale ja suurusjaotus muutub lamedaks.

3.3.4. Isokineetiline proovivõtt.

Lisandgaaside molekulide mõõtmed ja mass on lähedane õhu molekulidele. Seetõttu liiguvad nad proovivõtul õhuga kaasa. Aerosooliosakesed on õhu molekulidest mitu suurusjärku raskemad. Järskudel õhu voolukiiruse ja -suuna muutustel nad jätkavad mõnda aega liikumist inertsil mõjul ja kalduvad õhuvoolust kõrvale. See põhjustab kontsentratsiooni moonutusi. Seetõttu tuleks aerosooli

uurimisel ideaalis suunata õhuvool mõõteriista sisendavasse välise voolukiirusega, st. tuule kiirusega. Praktikas see tavaliselt ei ole võimalik, sest on vaja tagada mõõteriista stabiilne töörežiim ning lisaks aparaat ise moonutab õhu voolu enda ümber. Tavaliselt tekitatakse mõõteriista sisendis sunnitud õhuvool (õhk pumbatakse sisse). Ava läbimõõdu suhtes liiga suure massiga osakesed lendavad suure tõenäosusega avast mööda (Joonis 3.5).



Joonis 3.5. Osakeste kõrvalekaldu mine kiirenevas õhuvoo inertsi tõttu: õhk ülalt teisel ja alt teisel voolujoonel imetakse sisendisse, kuid osakesed jäävad väljapoole, seetõttu on mõõdetav kontsentratsioon väiksem kui tegelik välisõhus.

Osakese inertsi iseloomustab relaksatsiooniaeg τ – aeg, mille jooksul osake omandab peale keskkonna liikumiskiiruse järsku muutust keskkonna kiirusega ligikaudu võrdse kiiruse. Proovivõtt ei erine palju isokineetilise (st. moonutused osakeste inertsi tõttu võib arvestamata jätta) kui $D_s > 4(Q\tau)^{1/3}$, kus D_s on mõõteriista sisendi diameeter ja Q õhukulu (läbipumbatav ruumala ajaühikus). Järelikult on isokineetiliseks proovivõtuks tarvis seda suurema läbimõõduga sisendit, mida suurem on mõõtmiseks vajalik õhukulu, st. mida väiksem detektori tundlikkus. Ülevaate osakese läbimõõdust, relaksatsiooniajast ja vajalikust sisendi diameetrist annab Tabel 3.2 – nagu näha, ei saa suuri (tolmu)osakesi väga väikese riistaga mõõta juba sisendava tõttu.

Tabel 3.2. Relaksatsiooniajad ja isokineetiliseks proovivõtuks vajalikud sisendava diameetrid sõltuvalt osakese diameetrist. Õhukulu Q on fikseeritud 20 l/min ($=3,33 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$).

Osakese diameeter d (μm)	0,1	1	10	100
Relaksatsiooniaeg τ (s)	$8,99 \cdot 10^{-8}$	$3,54 \cdot 10^{-6}$	$3,12 \cdot 10^{-4}$	$3,07 \cdot 10^{-2}$
Sisendi diameeter D_s (mm)	2	6	28	129

3.3.5. Filtreerimine

Osakeste kogumine filtrile on kõige vanem aerosooliseire meetod. Esimesed taolised mõõtmised algasid Suurbritannias juba 1920. aasta paiku. Need mõõtmised on tuntud “musta süsiniku” (*black carbon*) mõõtmistena, sest meetod võimaldab detekteerida peamiselt tahma, mille hulka hinnati filtri “mustenemise” järgi, st. mõõduks oli filtrilt peegeldunud valguse vähenemine võrreldes puhta filtriga. Otseselt kaalumise teel taolisele filtrile kogunenud osakeste massi mõõta on kaunis lootusetu, sest näiteks ööpävasel ekspositsioonil õhu vooluhulgaga 1,5 l/min üsna kõrgel osakeste kontsentratsioonil $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ on kogutud mass ainult 0,1 mg. Filtri hügroskoopsusest ja võimalikest keemilistest reaktsioonidest tingitud kõrvalekalded võivad olla palju suuremad. Filterpaberi tselluloosikiud paiknevad nii, et efektiivselt peetakse kinni umbes 5 mikromeetrist suuremad osakesed.

Kaasaegsem filtreerimismeetod on USA-s välja töötatud suure ruumala kogumine (*high volume sampling*). Umbes 50 cm läbimõõduga pealt vihmakattekaanega kaetud sisendi servade alt imetakse õhk vertikaalselt alla läbi 254×203 mm filterpaberi. PM10 detekteerimiseks võib kogujas olla eelseparaator, mis eraldab suuremad osakesed. Filtrimaterjalile jäävad 99% tõenäosusega üle $0,3 \mu\text{m}$ osakesed. Ööpäeva jooksul imetakse läbi filtri 1400 m^3 õhku, mistõttu masskontsentratsioonil $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ jääb filtrile 70 mg osakesi. Filterpaber ise kaalub 2,7 grammi. Kaalumise võimaldab määrata masskontsentratsiooni õhus mõne $\mu\text{g}/\text{m}^3$ täpsusega.

Erinevaks otstarbeks on välja töötatud väga erinevaid filtreid. Kui eesmärgiks on määrata osakeste keemilist koostist, siis peab filtri materjal olema niisugune, mis on eeltötlusel hästi eraldatav kogutud proovist. Tuhavabale filterpaberile kogutud inertse mineraalse materjali saab kätte filtri tuhastamisel. Mõned orgaanilised filtrimaterjalid lahustuvad hästi teatud orgaanilistes lahustites. Orgaanilised ja paljud anorgaanilised ained saab klaaskiust filtrilt eraldada vastava lahustiga töötlemise teel. Üldiselt tuleb jälgida, et filtri materjal ei sisaldaks märkimisväärtes kogustes neid samu aineid, mida tahetakse määrata (filtri mass on reeglina palju suurem kui proovi mass!) ja ei adsorbeeriks õhust gaase, mis moodustavad sama keemilise aine.

Filtri füüsikalised omadused on sama tähtsad kui keemilised. Filtreerimine ei ole “sõelumine”, kus sõela peale jäävad ainult august suuremad osakesed. Difusiooni tõttu sadestub filtrile ka agu läbimõõdust palju väiksemaid osakesi. Kuna filtril on teatud aerodünaamiline takistus, tekib selle järel mõõtesüsteemis rõhulangus. Suurema takistusega filtri jaoks on vaja võimsamat pumpa. Filtri omadused muutuvad sellele kogunenud osakeste mõjul. Filter võib osakestest ummistuda, mistõttu suureneb takistus. Kaasaja mõõtesüsteemides kontrollitakse vooluhulka, kuid tugevamal pumpamisel (et säilitada vooluhulka) võib rõhuvahe “suruda” filtrist läbi eeldatavast suuremaid osakesi või filtri hoopis katki rebida. Sellepärast tuleb jälgida, et kasutatavad materjalid ja töörežiim sobiks ka kõige kõrgema eeldatava kontsentratsiooniga. Muidu võib just seire eesmärkide seisukohalt väga oluline tiptase tehnilise rikke tõttu mõõtmata jääda.

Filter võib koosneda juhuslikult paiknevatest kiududest (filterpaber, klaaskiust filter), regulaarsest “võrgust” või ühtlasest materjalist, millesse on “torgatud” augud. Kõrgtehnoloogiline meetod viimast tüüpi (*Nuclepore*) filtrite tootmiseks põhineb teatud sorti plastiku kiiritamisel ioniseeriva kiirgusega, mis muudab „tabamuse“ saanud kohas aine keemilisi omadusi, seejärel söövitatakse happega materjalisse augud. Nii saadakse kindla suurusega augud (läbimõõtu, mis on mõne mikromeetri suurusjärgus, saab tootmisprotsessis peenelt reguleerida). Kogutavad aerosooliosakesed jäävad filtri pinnale. See võimaldab osakesi valgus- või elektronmikroskoobi all uurida ja loendada. Niisuguse filtri puuduseks on suur rõhulangus ja kõrge hind. Paber- ja klaaskiust filtrid on suhteliselt odavad ja väikese õhutakistusega, kuid osakesed jäävad filtri kiudude vahele ja kogumise efektiivsus ei ole nii üheselt määratud osakese suurusega kui augustatud filtritel.

Üldiselt eeldatakse tänapäeval filtritelt 99% kogumise efektiivsust nende osakeste puhul, mille jaoks nad on ette nähtud. Filtreerimine on põhiliselt siiski jämedamate osakeste kogumassi ja keemilise koostise määramiseks, nanoosakeste jaoks see hästi ei kõlba.

3.3.6. Lihtsamad meetodid aerosooli detekteerimiseks õhus

Nefelomeeter on optiline seade, mis põhineb osakeste omadusel hajutada valgust. Õhk imetakse ühest küljest valgustatud silindrisse. Mõõdetakse koguhajumist 5° kuni 175° nurga all st. peaaegu otse edasi kuni otse tagasi. Ühe lainepikkusega (monokroomse) nefelomeeteriga mõõdetakse atmosfääri läbipaistvust. Valguse hajumine sõltub osakese diameetrist ja valguse lainepikkusest. Mitme erineva lainepikkusega

nefelomeetreid kasutatakse osakeste kontsentratsiooni määramiseks eri suurusvahemikes.

Etalomeeter (*aethalometer*) on optiline seade osakeste kontsentratsiooni määramiseks reaalajas. Filtrilt, millest imetakse läbi õhku, peegeldub valgus, mida jälgitakse automaatselt ja määratakse selle nõrgenemist. Üleminekukoefitsient filtri tumeduselt osakeste massile sõltub osakeste omadustest, mistõttu iga piirkonna kohta on välja töötatud eri koefitsiendid (töötab kõige paremini musta süsiniku ehk tahma korral). Probleemne on üleminek valguse nõrgenemiselt filtril valguse nõrgenemisele atmosfääris, sest osakeste tihe paiknemine filtril tekitab mitmekordseid hajumisi.

Beeta-nõrgenemine (*beta-attenuation*). Beetaosakesed (u. 0,1 MeV energiaga elektronid Kr^{85} või C^{14} lagunemisest) suunatakse läbi filtri ja mõõdetakse kiirguse nõrgenemist Geiger-Mülleri loenduriga. Kiirgus nõrgeneb filtril ja sellele sadestunud osakestel. Meetodi eelis on see, et see nõrgenemine sõltub ainult kiire teele jäävast massist, mitte osakeste diameetrist. Ka sõltuvus keemilisest koostisest on väike, enamiku keemiliste elementide puhul 10% vahemikus, mis on vastuvõetav viga. Vaid palju vesinikku sisaldavate ainete (n. ammooniumiühendid) puhul on vaja eraldi kalibratsiooni. Meetod on automatiseeritud, kogudes tüüpiliselt 30-minutilise sammuga proove filterlindile. Tunnikeskmise kontsentratsiooni määramise tundlikkus on umbes mõni mikrogramm kuupmeetris. Beetanõrgenemise meetod on kasutusel Eesti seirejaamades PM10 ja PM2.5 mõõtmisel.

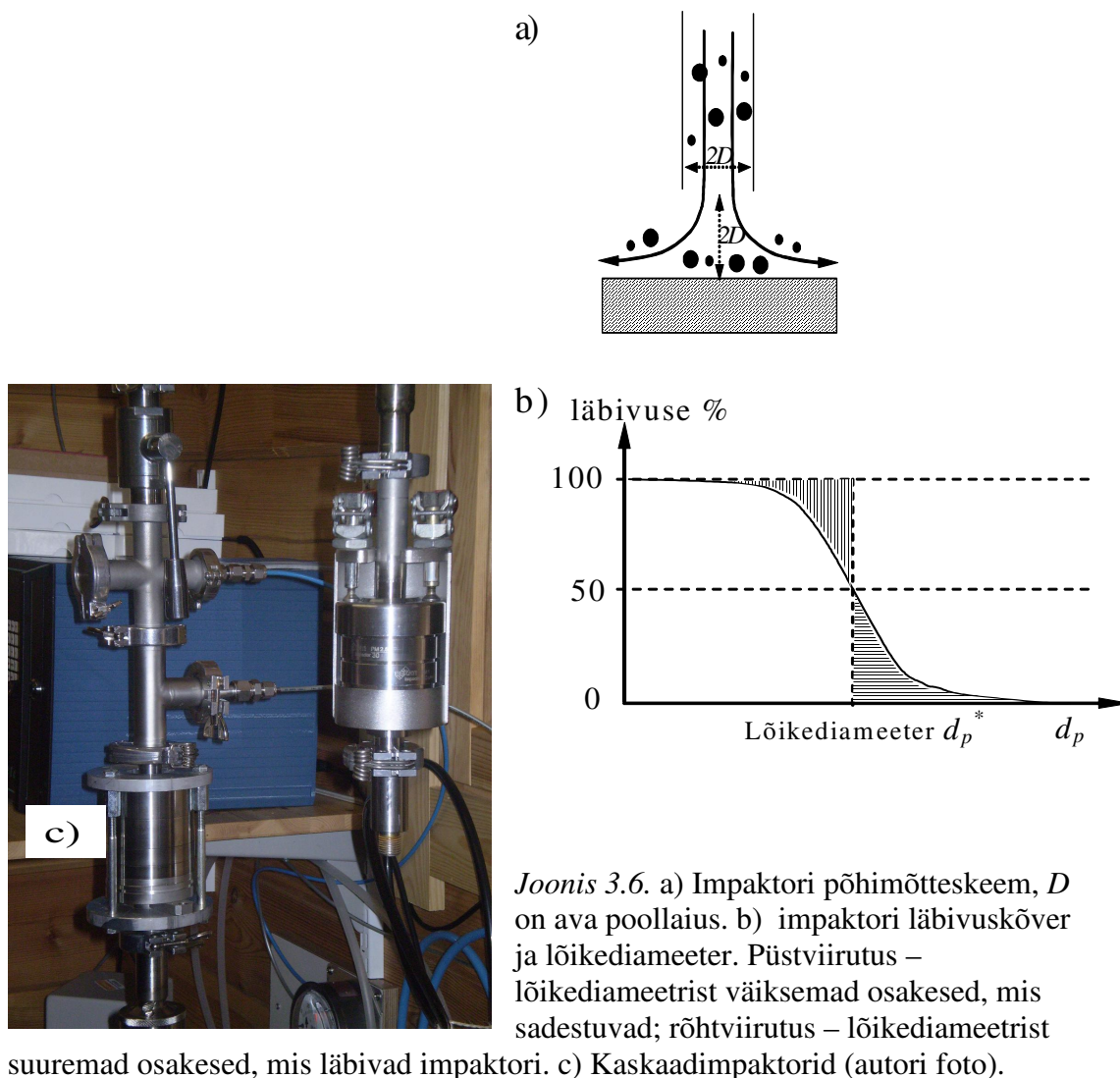
Resoneeriv mikrotasakaal (*resonating microbalance*) põhineb võnkuva elemendi (näiteks piezoelektriline kristall sagedusel u. 10 MHz) resonantssageduse muutumisel, kui selle mass muutub sadestuvate aerosooliosakeste tõttu. Ka see meetod on tundlik kogumassile ja võimaldab jälgida muutusi isegi ühe minuti ajaskaalas, kuid piesokristalli on vaja aeg-ajalt puhastada. Sageli on resoneeriv mikrotasakaal kasutusel impaktoriga (p. 3.3.7) sadestatud osakeste automaatseks detekteerimiseks.

3.3.7. Osakeste suurusjaotuse mõõtmise meetodid

Suurusjaotuse uurimise suurimaks tõukejõuks keskkonna- ja tervisekaitse poolt viimastel aastakümnetel on asjaolu, et autode heitgaasides sisaldub palju osakesi diameetriga alla 1 μm , mis ei ole eristatavad lihtsate ja odavate meetoditega. Samas püsivad just need osakesed kaua atmosfääris ja jõuavad sügavale hingamisteedesse, põhjustades terviseriske.

Erinevate meetodite koosrakendamine, tulemuste võrdlemine ja kokkuviimine võimaldab mõõta aerosooli spektreid ehk suurusjaotusi (mitte segi ajada optilise spektriga!) täpsusega mitukümmend fraktsiooni suurusvahemikus mõnest nanomeetrist (peaaegu molekulaarmõõtmed) kuni mõnekümne mikromeetrini (suurimad, mis kuigivõrd õhus püsivad).

Impaktor on mõõteriist, milles kasutatakse ära just osakese inertsit – asjaolu, mis teeb raskeks korrektse proovivõtu välisõhus. Impaktoris sunnitakse õhuvoolu kiiresti oma liiklumis-suunda muutma. Ükski impaktor ei suuda suuremaid ja väiksemaid osakesi täiesti üheselt eristada, alati jääb kummassegi fraktsiooni mingi hulk teisest. Osakese diameetrit, mille juures 50% osakestest sadestub ja ülejäänud 50% jääb õhku, nimetatakse impaktori lõikediametriks (*cut-off diameter*, Joonis 3.6).



Impaktori lõikediameetri arvutamiseks kasutatakse *Stokesi arvu* St , mis on defineeritud kui osakese aerodünaamilise pidurdusteedkonna ja vahemaa suhe, millel õhuvool suunda muutma sunnitakse, impaktori jaoks on viimaseks ava poollaius D :

$$St = \frac{C\rho_p U d_p^2}{18\mu D} \quad (3.8)$$

kus $\mu = \rho_0 \eta$ (ρ - õhu tihedus) on õhu dünaamiline viskoossus ja U voolukiirus. Katseliselt on kindlaks tehtud, et Stokesi arv, mille puhul sadestub 50% osakekestest ($St_{50\%}$), on umbes 0,25 ümmarguse ja 0,5 neljakandilise ava korral. Seega avaldub lõikediameeter d_p^* valemist (3.8):

$$d_p^* = \sqrt{\frac{18\mu DSt_{50\%}}{C\rho_p U}} \quad (3.9)$$

Sellest suuremaid osakesi sadeneb seega üle 50% ja väiksemaid alla 50%.

Kaskaadimpaktoris on mitu järjest väheneva ava suurusega (järelkult väheneva lõikediametriga) impaktorit järjestikku. Nii saab eraldada fraktsioone kõige jämedamate osakekest kuni läbimõõduni umbes 0,3 µm. Veelgi peenemaid osakesi eraldamast takistab liiga suur rõhulangus, mis nõuab võimsat pumpa ja veelgi enam liiga suur voolukiirus, mis hakkab endaga impaktori pinnalt kaasa vedama juba sadestunud osakesi. Kasutades elektrostaatilisest sadestamist madalal õhurõhul (suureneb Cunninghami parand C valemis 3.8), saab minimaalse lõikediametri alandada 30 nanomeetrini (*electrostatic low pressure impactor, ELPI*), kuid seegi ei ole piisav madala väävlisisaldusega kütuste põlemisel ja looduses nukleatsiooni teel moodustuva aerosooli jälgimiseks.

Impaktori põhimõte eeldab aeg-ajalt operatsioone sadestunud aerosooli määramiseks ja pindande puhastamist. Seetõttu ei saa mõõta täiesti pidevas režiimis. Teiselt poolt saab impaktoriga kogutud proovi keemiliselt analüüsida. Kitsenduseks on see, et aerosool peab olema keemiliselt ja aurustumise suhtes piisavalt stabiilne, säilitama oma omadused kuni analüüsimiseni.

Difusioonipatareis juhitakse õhk läbi lähestikku paiknevate plaatide või peene toru. Eri läbimõõduga osakesed difundeeruvad seintele eri kiirusega. Nii saab eristada osakesi suurusvahemikus 5 – 500 nm ja võtta ka proovi keemiliseks analüüsiks, kuid atmosfääris esinevast kontsentratsioonist piisavalt suure proovi kogumiseks on meetod liiga aeglane.

Elektrilise liikuvuse analüsaator (*electrical mobility analyser*) põhineb laetud osakeste triivimisel õhus elektrostaatilise välja toimel. Elektrostaatiline jõud annab osakestele suunatud liikumise, mis on palju kiirem difusioonipatareis toimivast Browni difusioonist. Ühe elementaarlaenguga osake triivib kiirusega

$$v = \frac{EeC}{3\pi\mu d_p} \quad (3.10)$$

kus e on elementaarlaeng ja E elektrivälja tugevus (C on endiselt Cunninghami parand, vt valem (3.6)). Seega saab triivikiiruse järgi mõõta osakese diameetrit. Osakesi saab detekteerida kas peale elektrilist eraldamist optilise loendiga (vt. allpool selles punktis) või elektrivoolu järgi kondensaatori katetel. Mõlemal juhul laetakse aerosool mõõteriista sisendisse, tavaliselt kas ioniseeriva kiirguse või koroonalahendusega, ja juhitakse kontsentriselt paiknevate kondensaatori katete vahele. Erineva läbimõõduga osakesed kalduvad kõrvale erineval nurga all. Optiliseks detekteerimiseks valitakse elektrivälja tugevusega, et kitsa kimbuna sissejuhitud aerosoolist jõuab separaatori väljundise ühendatud optilise loendi sisendisse soovitava suurusega aerosool. Kondensaatori katetele antavat pinget (seega väljatugevust) muutes saab suunata loendisse erineva suurusega osakesi ja niimoodi suurusjaotust skaneerida.

Elektriline aerosooli spektromeeter (analüsaator), EAS, EEA, on liikuvusanalüsaatori põhimõttel töötav mõõteriist, milles osakesi detekteeritakse silindrilise kondensaatori väliskattele kantud laengute (s.o. elektrivoolu) põhjal (joonis 3.7). Sisekattele on rakendatud negatiivne pinge, seega elektronidega laetud aerosooliosakesed tõukuvad sellest eemale. Kondensaatori välimine kate on jagatud üksteisest elektriliselt isoleeritud sektsioonideks, millest igaühel mõõdetakse eraldi voolutugevust. Väiksemad osakesed sadestuvad vastavalt valemile (3.9) eelistatult sisendavale lähemal ja suuremad kaugemal, kuid osakeste esialgse juhusliku jaotumise tõttu kondensaatori ristlõikes satub sarnaselt impaktorile siingi suuremaid osakesi

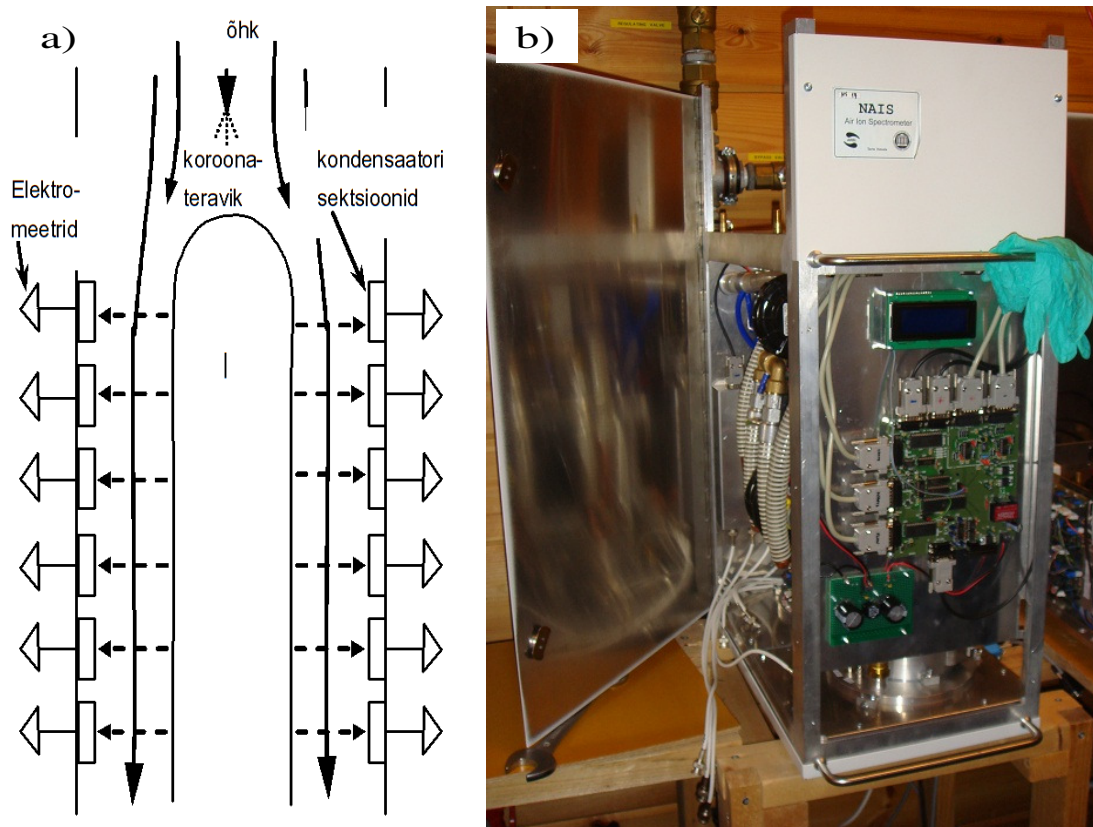
väiksemate hulka ja vastupidi. Suured aerosooliosakesed saavad laadumisel (koroonaeravik, pinge u. 10000 volti) tunduvalt rohkem kui ühe elementaarlaengu, kuid laengute jaotus on laaduri parameetritest lähtuvalt arvutatav. Arvutuseeskirja, mis võimaldab kondensaatori väliskattel mõõdetud elektrilise signaali järgi arvutada aerosooli suurusjaotuse ehk spektri, nimetatakse aparaadifunktsiooniks, praktikas kasutatavate kondensaatori sektsioonide ja diskreetsete osakeste suuruse fraktsioonide korral aparaadimaatriksiks. Selle määramine ehk aparatuuri kalibreerimine on keerukas eksperimentaalne ja matemaatiline töö, millest sõltub mõõtmiste täpsus ja usaldusväärsus. Kasutatakse tuntud suurusjaotusega (eelistatult ühtlase diameetriga ehk monodispersseid) aerosooli, mille genereerimine on omaette tõsine uurimisvaldkond.

Aerosooli elektriline fraktsioneerimine võimaldab määrata osakeste suurusjaotust laias vahemikus alates 3 nm kuni 10 μm . Meetod on piisavalt kiire atmosfäärimõõtmiste jaoks, võimaldades väljastada spektri mitu korda minutis (tavakasutuses keskmistatakse mürade vähendamiseks mõne minuti peale). Põhimõtteliselt saab kondensaatori kattel koguda proove keemiliseks analüüsiks, kuid kogused on nii väikesed, et atmosfäärimõõtmiste puhul vajatakse tänapäeva võimaluste piiiril tundlikku analüüsiaparatuuri. Meetodi puudusteks on küllaltki mahukas ja kallis aparaat ja vajadus kõrgelt kvalifitseeritud hoolduse järele. Elektrilise aerosooli spektromeetri modifikatsiooni, mille puhul detekteeritakse ainult looduslikult laetud aerosooli (aeroioone), nimetatakse aeroioonide spektromeetriks (*air ion spectrometer*, AIS). Ioon-molekul-klastrid ehk kerged aeroioonid (mõõtmised umbes 1 – 3 nanomeetrit) reageerivad tundlikult atmosfääri keemilisele koostisele, kuid täpsed mõjumehhanismid ei ole veel selged. TÜ Füüsika Instituudi keskkonnanäilisika laboris konstrueeritud ja ehitatud AIS ja NAIS (AIS-i laaduriga modifikatsioon, mis võimaldab mõõta ka looduslikult laadumata klastreid) ja sama päritolu EAS (28 fraktsiooni suurusvahemikus 3 nm kuni 10 μm , 8 fraktsiooni dekaadi kohta) on kasutusel Soomes Helsingi Ülikooli Hyytiälä metsa- ja atmosfääriseirejaamas. TÜ-s välja töötatud tehnilisi lahendusi kasutab USA-s aerosooli täppismõõteriistu tootev firma TSI – selle tootja parim aparaat toimib elektrilise spektromeetri põhimõttel, kuid mõõtekondensaatori kõiki sektsioone skaneeritakse ühe elektromeetriga. See teeb mõõteriista kompaktsemaks, kuid aeglasemaks.

Optiline osakeste loendi (*optical single particle counter*). Mõõdetakse laserkiire hajumist väikeses (mõni mm^3) ruumalas, millest juhitakse läbi õhu. Kui osakeste kontsentratsioon on niisugune, et vaadeldavas ruumalas on enamasti ainult üks osake korraga, siis iga osake tekitab ühe hajunud kiirguse impulsi. Valguse lainepikkusele vastavalt on detekteeritavate osakeste minimaalne diameeter umbes 300 nm. Meetodit rakendatakse mõnikord diameetri järgi elektriliselt eristatud osakeste detekteerimiseks. Suureks eeliseks on väga lai kontsentratsioonivahemik: saab mõõta nii puhastatud õhuga ruumis kui tugevalt saastatud õhus. Alumise piiri seab aeg, mis on vajalik statistiliselt usaldusväärse arvu osakeste detekteerimiseks, ülemise piiri mitme osakese sattumine korraga detektorisse – seda piiri saab tõsta proovi lahjendamise teel).

Kondensatsiooniosakeste loendi (*condensation particle counter, CPC, condensation nucleus counter, CNC*) võimaldab määrata osakeste kontsentratsiooni suurusvahemikus mõni nanomeeter kuni u. 1 mikromeeter. Osakesed juhitakse kambrisse, milles on üleküllastunud vee- või alkoholiaur (enamasti madala küllastustasemega isobutanool), mis hakkab nendele kondenseeruma. Seetõttu muutuvad ka esialgselt 300 nanomeetrist väiksemad osakesed optilisele loendile

“nähtavaks”, kuid kaob teave osakeste esialgse diameetri ja keemilise koostise kohta. On risk alahinnata alla 20 nm suuruste osakeste kontsentratsiooni, kui see on liiga kõrge, sest pindpinevusjõu ületamiseks on nii väikeste osakeste korral vaja suuri üleküllastusi, samas kui nende kasvatamiseks kulub palju auru. Küllastustase võib langeda alla kriitilise piiri. See meetod on üheks täienduseks väikeste osakeste lõplikul detekteerimisel – suuruse järgi elektrivaljas eraldatud osakesi (vt. see punkt, eespool) saab niimoodi loendada, skaneerides suurusjaotust.



Joonis3.7. a) Elektrilise aerosooli spektromeetri põhimõtteskeem, katkendjoonega nooled näitavad osakeste liikumise suunda. b) NAIS osaliselt lahtivõetuna, trukiplatide alt paistab püstise mõõtekondensaatori ots (autori foto).

3.3.8. Jämedate osakeste sadenemise mõõtmine

Jämedad osakesed läbimõõduga u. 10 – 100 μm lenduvad õhku mineraalse materjali purustamisel (karjäärid, sõiduteed) ja tuharikaste fossiilsete kütuste (kivisüsi, turvas, raske kütteõli, eriti põlevkivi) põletamisel ja tsemendi tootmisel, kui puhastusseadmed ei ole küllalt efektiivsed. Need osakesed sadenevad raskusjõu mõjul kiirusega umbes 0,1 – 10 cm/s, mistõttu lokaalsed sadenemisvood allika ümbruses võivad olla päris suured. Need osakesed ei tekita atmosfääris esinevates kontsentratsioonides inimesele tervisekahjustusi, sest sadenevad limaskestadele juba ülemistes hingamisteedes, nende põhiline saastav mõju ilmneb sadenemisel, määrides aknaid, kuivama riputatud pesu jms. Märgatav saastetase sõltub suuresti mineraalse aine värvusest. Osades riikides on kehtestatud orienteeruvad piirsaastetasemed sadenemiskoormusele (-voole), millest alates tuleb probleemile tähelepanu pöörata, näiteks Suurbritannias 200 mg/m^2 ööpäevas. See saastetase oli kättesaadavatel mõõtmis- ja modelleerimisandmetel mitmekordselt ületatud Kundas enne tsemenditehase rekonstrueerimist 1996. a.

Mõnel juhul võib ohtlik koormus olla tunduvalt madalam, seda taimekoosluste jaoks, mis on tundlikud teatud koostisega mineraalsele tolmu. Kunda tsemenditehase tsemenditolmu ja Narva elektrijaamade lendtuha mõjupiirkonnas viis leeliselise (karbonaatse) tolmu sadenemine drastiliste muutusteni rabakoosluses turvasmulla leelistumise ja rohkete toitainete lisandumise tõttu. Seetõttu on rohkem kui sajalt ruutkilomeetril häiritud turba ladestumine ja seega süsinikdioksiidi sidumine atmosfäärist. Lendtuha sadenemise mudelarvutuste ja mõõtmiste võrdlus koosluste seire tulemustega on näidanud, et pH tõus ja muutused raba taimkattes algavad juba põlevkivituha saastekoormustel $10 - 20 \text{ mg/m}^2$ ööpäevas, turbasambla peaaegu täielikuks hävitamiseks piisab voost $50 - 100 \text{ mg/m}^2$ ööpäevas. Seega on mineraalsete osakeste sadenemisvoo mõõtmine teatud juhtudel oluline ka koormustel, mis on kaugelt väiksemad kui inimese “mugavuspiir”.

Kuna esmatähtis keskkonnamõjur on just osakeste sadenemisvoog, püütakse mõõta otseselt seda. Kõige levinum mõõteriist on proovikoguja, mis koosneb lehtrist, kuhu osakesed sadenevad, ja pudelist, kuhu vihmavesi või kogumisperioodi lõpul lehtri pesemiseks spetsiaalselt kasutatav keemiliselt puhas vesi koguneb. Proovi keemilise puhtuse tagamiseks (kui lisaks mineraalne kogusele on eesmärgiks määrata ka selle keemiline koostis) on lehter ja pudel plastmassist (polüetüleen, teflon).

Kogumisperioodi (küllalt erinev sõltuvalt mõõdetavast voost ja eesmärkidest: päev, nädal, kuni kuu) lõppedes määratakse kogunenud sadevee keemiline koostis (reeglina põhilised lahustunud anioonid ja katioonid, sõltuvalt vajadustest raskemetallid jm.) ja mineraalne jääk ning arvutatakse lehtri pindala ja kogumise aja põhjal sadenemisvood. See meetod ei võimalda vahet teha kuivsadenenud ja sademetega atmosfäärist väljapestud aine vahel, välja arvatud juhul kui ilma pidevalt jälgides eksponeeritakse kuiv- ja märgsadenemise mõõtmiseks ette nähtud kogujad eraldi. Sel juhul tuleb kuivsadenemise koguja lehter loputada lõpuks keemiliselt puhta veega, et lehterile sadenenud aine koguneks pudelisse. EMEP-i standardmetoodika seisneb loomulikult teel proovipudelisse kogunenud vee keemilise koostise määramises iga päeva või nädala lõpus, st. mõõtmine annab viimase sajuga pudelisse uhutud lisandid – selle aja jooksul, mis on möödunud viimasest sajast, kui see on suurem kui kogumise samm. Kui sel päeval või nädalal ei saja, on mõõdetud kogused nullid.

Asjatundjate hulgas ei ole välja kujunenud ühest arvamust lehtri parima kuju osas. Kui lehtri läbimõõdu määrab eelkõige vajalik proovi hulk, siis lehtri kõrguse osas on erinevaid arvamusi. Kuna tuule kiirus on vähemalt 10 (sageli 100 – 1000) korda suurem kui osakese langemiskiirus, siis osakesed sadenevad peaaegu horisontaalselt ja pisimgi moonutus, mida lehter õhuvoolus põhjustab, võib oluliselt mõjutada sadenemist. EMEP-i standardmetoodika nõuab, et lehtri vertikaalne osa oleks vähemalt 15 cm kõrge. Niisuguse lehtri põhi on tuule eest varjatud, mis peaks vähendama võimalust, et tuul sadenenud tolmu taas õhku tõstab. Kuid aerodünaamilise tunneli katsetused näitavad, et niisuguse koguja efektiivsus sõltub tugevasti tuule kiirusest. Teiselt poolt on kasutatud (näiteks Suurbritannia linnaseirevõrgus) laia madalat kaarduvate servadega lehtrit, mille puhul on moonutused õhuvoolus väiksemad (tugev tuul ei puhu osakesi lehtrist üle). EMEP-i standard näeb ette koguja paigaldamist 1 – 2 m kõrgusele maapinnast vältimaks saastumist pinnase erosiooni tõttu, kuid kõrgemal on tuul tugevam ja põhjustab eeldatavalt suuremaid moonutusi. Tiheda samblakattega metsa- või rabapinnasel, kus saastumine on praktiliselt välistatud, on soovitatav kogujad paigutada maapinnale lehtriga umbes puhmarinde kõrgusel, siis toimub sadenemine lehtrisse kõige sarnasemalt sadenemisega maapinnale. Erineva kujuga proovikogujad vt. Joonis 3.8 a, b.

Püsiva lumikatte korral saab proovi võtta tasasele looduslikule pinnale kogunenud lumest. See meetod ei nõua eelnevat koguja paigaldamist, mistõttu töövõljalikus paljude proovide kogumisel on suur. Proovid võetakse plastmassist toruga läbi lumekihi, mille kogunemise aeg on teada. Seda aega saab piiritleda näiteks jääkoorikutega, mis on kokku viidavad teadaolevate sulaperioodidega. Lumekiht, millest proov on võetud, et tohi olla läbi vettinud, sest siis ei tea, kui palju saasteaineid lumest välja pesti. Lume võib sulatada plastikpudelisse või kilekotis, edasine töötlus sarnaneb proovikoguja omale. Maastikku paremini iseloomustava proovi saamiseks on soovitatav panna kokku torutäied 3 – 10 lähedistiku asuvast punktist. Nagu sademekogujaga, nii ka lume kogumisel saab eristada kuiv- ja

märgsadenemist ainult siis, kui kogutakse eraldi saju- ja kuivaperioodi kohta. Lume puhul saab mõnikord neid tagantjärele eristada. Peamiselt märgsadenemist saab mõõta, võttes proovi tugeva lumesaju ajal kogunenud tusedast kihist, kuivsadenemise annab õhuke pinnakiht pikal sajuta ajavahemikul. Märgatava õhusaastega piirkonnas on see eristatav tumeda viiruna lumikattes. Vaata ka Joonis 3.8 c.

Tänapäeva õhusaaste seires pööratakse tähelepanu eelkõige osakestele, mille diameeter on üle $1\ \mu\text{m}$ ja mis moodustavad põhilise osa massist. Seetõttu on laialt kasutusel impaktorid, filtrid ja sadestunud osakeste mõõtmine beetanõrgenemise meetodil. Elektrilist separeerimist ja kondensatsiooniosakeste loendit, mis võimaldavad detailselt määrata peenemate osakeste suurusjaotust, kasutatakse eelkõige teadusuuringutes, mille eesmärk on mõista aerosooli moodustumist, leviku seaduspärasusi ja terviseohtusid. Vastavalt teadmiste mõõtetehnika täiustumisele on oodata kõrgemaid nõudmisi ka seirele peenemate osakeste osas.

3.3.9. Sademete keemiline seire

Põhimõtteline meetodika sademete seires sarnaneb eelmises punktis kirjeldatud proovikogumisele. Viidatud EMEP-i standard puudutabki sademete seirevõrku. Eesmärgist lähtuvalt on meetodika veidi erinev. Eeskätt tahetakse kindlaks teha sademete keemilist koostist. Niiskusetundlik sensor võimaldab saju alguses automaatselt avada märgsadenemise ja sulgeda kuivsadenemise koguja ja saju lõpus vastupidi. Sademete keemilise koostise määramisel on esiplaanil hapestumist põhjustavad sulfaat- ja nitraatioon ning põllumajandusreostusest tingitud ammooniumioon.

Sademetes keemilise koostise kujunemisel on olulised kaks mehhanismi, mida küll maapealsete mõõtmistega eristada ei saa. Kui aga on põhjust eeldada, et peamine saaste on olnud kas pilved kõrgusel või allpool pilvi, saab mõõtmiste põhjal midagi öelda kontsentratsioonide kohta nendes õhukihtides.

Pilvesisene saastumine (rainout) toimub pilves piiskade kujunemise ja ühinemise ajal. Kõigepealt jäävad tilkadesse kondensatsioonituumad, mis enamasti lahustuvad. Pilvetilgakstes lahustuvad gaasid (NO_2 , SO_3 jt.). Lahustunud gaase on vähem, kui pilves on suur osakaal jääkristallidel.





Joonis 3.8. a) Kõrge lehtriga sademekoguja (EMEP-i standard). b) Madalama lehtriga sademekoguja, paigutatud madalale. c) lumeproovi võtmiseks kaevatud auk 2010. aasta märtsis Ida-Virumaal. Pildil proovi võtmiseks kasutatud toru pikkusega umbes 30 cm. Autori fotod.

Väljapesemine (*washout*) toimub pilve all, kui vihmapiisad või lumehelbed langedes haaravad endaga kaasa saasteaineid. Suuremate aerosooliosakeste väljapesemine on palju efektiivsem kui väiksemate puhul, sest nende pidurdusteed on pikem. Väiksemad osakesed liiguvad eelistatult koos õhuvooluga ümber vihmapiisa, suuremad sadestuvad sellele inertsit tõttu. Nii on 1 mm läbimõõduga vihmatilga (langemiskiirus 4 m/s) teele jääva (st. ristlõikele projitseeruva) 10 µm osakese haaramise tõenäosus 55%, samal ajal kui 1 µm osakese puhul on see vaid 4%.

Kui sajuhulk ajaühikus on R (mm/s) ja vihmapiisa diameeter D , siis ajaühikus sajab pinnahühikule $N = R/(\pi D^3/6)$ vihmapiiska, millest igaüks kogub aerosooliosakesi efektiivsusega E . Iga vihmatick läbib pinna $\pi D^2/4$, seega ajaühikus eemaldavad vihmapiisad õhust aerosooli kontsentratsioonid murdosa $\lambda = (\pi D^2/4)NE$. Kontsentratsioon õhus väheneb püsivas sajus eksponentsiaalselt:

$$C = C_0 e^{(-\lambda t)} \quad (3.11)$$

Samasugust seost kasutatakse ka gaaside väljapesemise arvutamiseks, kuid λ jaoks ei ole lihtsalt põhjendatavat valemit. Kasutatakse empiirilist sõltuvust saju intensiivsusest. Kuna vihmapiisa suurus ei ole praktikas enamasti mõõdetav, siis tuleb sageli umbes samamoodi talitada ka aerosooli puhul.

Praktikas kasutatakse gaaside puhul ka väljapesemise suhet:

$$W = (\text{kontsentratsioon sadevees}) / (\text{kontsentratsioon õhus})$$

Sellisel lähenemisel ei ole siiski kuigi palju teaduslikku alust, sest reeglina ei ole tegemist kontsentratsiooni tasakaaluga vee ja õhu vahel, vaid kontsentratsioonid vees on tasakaalulistest palju suuremad ja sõltuvad peamiselt keemilistest reaktsioonidest vedelas faasis.

3.4. Müraseire

Müra on aperioidiline helide kogum, mis koosneb suurest hulgast erineva sageduse ja tugevusega toonidest, st. helivõnkumised on erinevalt kõnest, muusikalisest helist vms. juhuslikud. Valgeks müraks (analoogia põhjal valge valgusega) nimetatakse niisugust müra, milles kõik sagedused on võrdsetel esindatud.

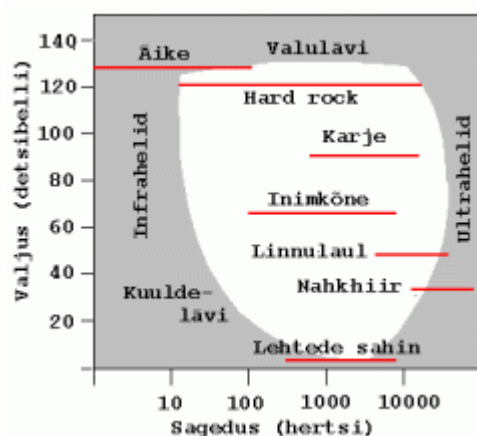
Helilaine on pikilaine, mis seisneb õhu perioodilises tihenemises ja hõrenemises, mis levib ruumis. Heli poolt tekitatavat rõhkude vahet nimetatakse helirõhuks ja heli poolt ajaühikus läbi laine levimise suunaga risti oleva pinnapiiriku kantavat energiat energiatiheduseks ehk (füüsikaliseks) helitugevuseks.

Kuulmisaistingu tekitab õhus või vees leviva elastsuslaine poolt kuulmekilele avaldatav rõhk. Kuuldepiirkonda piirab madalate energiatega poolt kõrva tundlikkus ja kõrgete poolt valu lävi, millest suurema rõhu toime tekib valuaisting. "Normaalse kuuldavuse" piirkond jääb nende kahe kõvera vahele. Valulävi toimib ka kuuldepiirkonnast madalama sageduse (infraheli) puhul, mida meditsiinis ja töökaitstes nimetatakse vibratsiooniks. Ka kõrgematel sagedustel (ultraheli) on bioloogiline mõju, mis traditsiooniliselt kuulub kiirguskaitse valdkonda – ioniseeriva kiirgusega ühendab ultraheli see, et mõlemad on meelte tajumatud kuid ohtlikud.

Parima kuulmise sagedusel (umbes 1000 Hz) on valu- ja kuuldelävele vastavate energiavoogude suhe 13 suurusjärku. Seetõttu on võetud kasutusele logaritmilised ühikud. Heli valjuse põhiühikuks on bell (B) ning selle arvutamise valem energiatiheduse I või helirõhu p kaudu on

$$A = \log \frac{I}{I_0} \equiv 2 \cdot \log \frac{p}{p_0} \quad (3.12)$$

kus $p_0 = 2 \cdot 10^{-5}$ Pa on kokkuleppeline inimese kuuldelävi. Sellele vastab energiatihe skaalas $I_0 = 10^{-12}$ W/m². Siit järeldub, et helirõhk on palju väiksem õhurõhust: inimene tajub tähelepanelikul kuulamisel võnkumisi, mille amplituud on miljard korda väiksem õhurõhust ja valuaistingut tekitab rõhk, mis on mõnisada korda õhurõhust väiksem ehk tavaliste ööpäevaste õhurõhumuutuste suurusjärgus. Tavaliselt kasutatakse belli asemel 10 korda väiksemat ühikut – detsibelli, st. kümme detsibelli moodustab ühe dekaadi helitugevuse skaalal (Joonis 3.9).



Joonis 3.9. Inimese kuuldepiirkond (valge ala) ja näiteid erinevatest helidest sageduse-valjuse teljestikus.

Allikas: J. Jaaniste. Füüsika, loengukursus Eesti Maaülikoolis.

<http://www.obs.ee/~jaak/>
(vaadatud 18.08.2011)

Soovitav müratase eluruumides ja koolides on kuni 30 dB, lühiajaliselt kuni 45 dB. Unest äratab reeglina 45 dB müra, umbes 50 dB segab keskendumist, võib maskeerida helisignaale ja sunnib tavalisest valjemini rääkima. Pidev müra u. 85 detsibelli võib põhjustada kuulmise nõrgenemist, peavalu ja vererõhu tõusu. 85 dB ongi kõrgeim müratase, milles on lubatud töötada normaalse tööaja, st. 8 tundi ööpäevas ja 40 tundi nädalas. Tööseadusandluse normide järgi on 112 dB müras lubatud kaitsevahenditeta viibida vaid 1 minut päevas ja 5 minutit nädalas (samas võib levimuusikakontserdi võimendus ulatuda üle selle taseme!).

Liiklusmüra on põhiline müra väliskeskkonnas. Intensiivse liiklusega tänava või maantee ääres on tüüpiline keskmine tase 70 – 80 dB, maksimumid ulatuvad 85 – 90 detsibellini. 50 m kaugusel teest (kui teisi võrreldava tugevusega müraallikaid läheduses ei ole) on need näidud umbes 20 dB võrra väiksemad. Liiklusmüra vähendamiseks kasutatakse müraekraani – tüüpiliselt 3 – 4 m kõrgust betoonseina tee ääres. Müra vähenemine sõltub vaatluskõrgusest (maapinnal või näiteks hoone teise korruse kõrgusel), kuid selle suurusjärg on tee lähedal (kuni 30 m) on u. 10 dB – füüsikalise helitugevuse skaalas seega tervelt 10 korda.

Helivaljus A (valem 3.12) vastab hästi inimese kuulmisaistingule vaid parima kuulmissageduse ehk 1000 Hz lähedal; et aga kõrva tundlikkus sellest sagedusest eemaldumisel kiiresti langeb, võib integraali üle sageduste asendada valge müra jaoks keskväärtusega, mis erineb tegelikust vaid poole detsibelli võrra. Kui kõrgeid või madalaid sagedusi on oluliselt rohkem, tuleb kõrva erinevat tundlikkust arvestada müra tugevuse hindamisel. Näiteks helisagedustel 100 ja 16000 Hz on inimese keskmine kuuldelävi 37 dB, mitte 0 dB nagu 1000 Hz juures (vahel tähistatakse detsibelli 1000 Hz juures nimetusega *phon*).

Mikrofonil ja elektrivõnkumiste digitaalsel analüüsil põhinev tänapäevane meetodika on täiuslik mõõtmaks füüsikalist helitugevust nii integraalselt kui spektraalselt, kuid mõõdetu seostamine inimese kuulmisaistingu ja kuulmiskahjustuste tugevusega tekitab jätkuvalt probleeme. Osutub, et sagedusest sõltuvalt ei muutu mitte ainult kuuldelävi vaid ka kuulmisaistingu suhteline tugevus detsibellskaala suhtes: ühe detsibelli bioloogiline ekvivalent eri sagedustel ei ole sama. Seetõttu ei andnud kuigi häid tulemusi 20. sajandi keskel ette võetud katsed simuleerida inimese kuulmisaistingut erinevate helisageduste selektiivse summutamisega. Sellest ajast on siiski käibeale jäänud A-kaalutud helitase (*A-weighted sound level*, ühik dBA), mis seostub “naturaalsest” helivaljusest paremini kuulmiskahjustustega ning mis on seetõttu kasutusel (eriti USA) müranormides. Seoses helispektri analüüsi ja arvutuslike võimaluste avarumisega loodi uus, detsibellskaalast lähtuv kuid inimtaju “filtriga” läbikaalutud valjuse skaala (ühik: *sones*), mis lähtub tänapäeva parimatest teadmistest inimese helitaju kohta.

4. Vee kontaktseire

4.1. Siseveekogude seire

4.1.1. Eesmärgid (Eesti keskkonnaseire programm)

- Pinnavee kvaliteedi vastavuse jälgimine seadusandlusega kehtestatud nõuetele. Eestis EL direktiivid ja EV seadused: Direktiiv Veekeskkonna kaitsmine ohtlike ainetega reostamise eest 76/464/EEC, Heitvee puhastamise nõuete direktiiv 91/271/EEC, Helcomi nõuded, kemikaaliseadus, jäätmeseadus, veeseadus.
- Pidev operatiivne ülevaade peamiste ja/või riikliku seireprogrammi raames jälgitavate siseveekogude hüdroloogilisest seisundist ja veetemperatuuridest.
- Iga-aastane operatiivne ülevaade jõgede hüdroloogilisest, hüdrokeemilisest ja hüdrobioloogilisest seisundist (jõgedel valgalade kaupa, kusjuures hüdrobioloogilisi uuringuid teostatakse eri valgaladel pikema ajaperioodi järel).
- Iga-aastane operatiivne kompleksne ülevaade järvede hüdrokeemilisest ja hüdrobioloogilisest seisundist seireks valitud järvede baasil.
- Perioodiline ülevaade suurjärvede olulistest rannikukahjustustest (tormid, lainetus).

Seega võib siseveekogude seire tinglikult jagada hüdroloogiliseks (seiratakse veekogu kui füüsikalist objekti) ja hüdrokeemilis-bioloogiliseks (seiratakse veekogu kui elukeskkonda). Siin on tugev analoogia meteoroloogilise seire ja õhu kvaliteedi seirega.

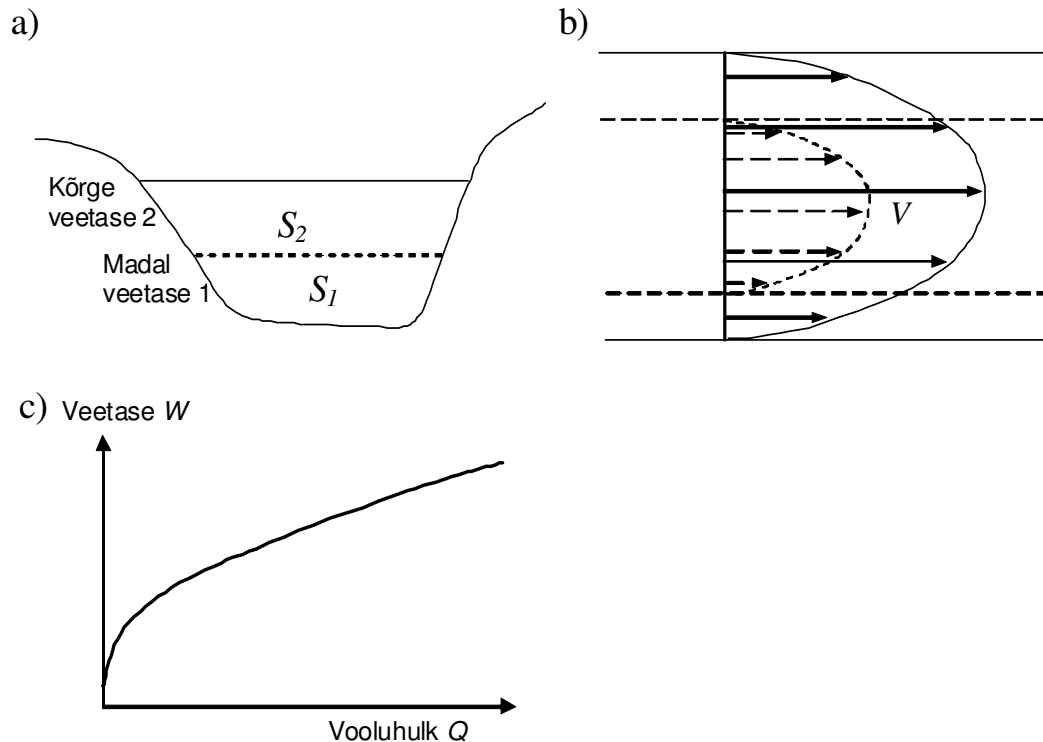
4.1.2. Hüdroloogiline seire jõgedel

Jõe vooluhulk ehk ajaühikus jõe ristlõiget läbiva vee ruumala (tavalisim ühik m^3/s , väikestel jõgedel dm^3/s) on tähtsaim jõe iseloomustav füüsikaline suurus. Pikema ajavahemiku (kuu, aasta) jooksul jõe ristlõiget läbinud vee ruumala nimetatakse (vastavalt kuu, aasta) äravooluks. Kasutatakse ka aasta või pikaajalist keskmist vooluhulka. Vooluhulga määramiseks on vaja tunda jõe ristlõike profiili (põhja kuju), mõõta veetaset ja voolukiirust. Veetaseme nullpunkt on kokkuleppeline, tavaliselt võetakse mugavuse mõttes selleks madal veetase, et mitte arvutada erimärgiliste arvudega.

Veetaseme mõõtmine ongi põhiline, millega tegelevad hüdroloogilised vaatluspunktid jõgedel. Kuna jõe põhi ja kaldad takistavad vee liikumist, kujuneb jõe ristlõikes välja ligikaudu paraboolne kiiruste profiil: voolukiirus on peaaegu null kallaste ja põhja vahetus läheduses, suurim jõe keskel ja pinnal. Seega on vooluhulga arvutamiseks vaja teada keskmist voolukiirust. Praktikas ei ole siiski vaja iga päev voolukiirusi mõõta, sest (eeldusel, et jõe lähemaid lõike ei ole vahepeal õgvendatud, paisutatud või muul viisil voolurežiimi muudetud) sõltub voolukiirus peamiselt veetasemest, olles kõrge veetaseme juures suurem ja madala taseme juures väiksem: kõrgel tasemel on jõgi laiem ja sügavam, seega pind ja keskosa vähem hõõrdetakistuse mõju all. Mõningast mõju võib avaldada veetaimestiku areng, sellest sõltub põhjatakistus.

Voolukiirust mõõdetakse tiivikuga mõõteriistaga, lastes selle vette piisavas arvus jõe ristlõike punktides. Tänapäeval kasutatakse ka akustilist ADPC-instrumenti, mis võimaldab mõõtmisi automatiseerida. Teatud vaatlusrea põhjal koostatakse vooluhulgakõver (vooluhulga sõltuvus veetasemest), mis edaspidi võimaldab arvutada vooluhulki ainult veetaseme järgi. Vooluhulgale on üldiselt iseloomulik järsk, ruut-

või isegi ja kuupparaboolile lähedane sõltuvus veetasemest, sest koos veetaseme tõusuga läheb jõgi reeglina laiemaks ja samas voolukiirus suureneb (Joonis 4.1 c).



Joonis 4.1. a) Jõe ristlõike pindala madala (S_1) ja kõrge (S_2) veeseisu ajal. b) Jõe voolukiiruste profiil madala (katkendjoon) ja kõrge (pidevjoon) veeseisu ajal. c) vooluhulgakõver.

Äravoolumoodul on vooluhulga ja jõe valgla pindala suhe (levinud ühik $\text{dm}^3/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$). Seda kasutatakse erineva suurusega valglate võrdlemiseks. Kõigil jõgedel vooluhulga mõõtmine läheks liiga kalliks. Et arvutada kogu riigi või piirkonna äravoolu, rakendatakse mõõtmistega hõlmamata valglatel sarnase valgla äravoolumoodulit, võimalikud on empiirilised parandid valglate erinevuste arvestamiseks. Kaasaegseks alternatiiviks on hüdroloogia seadustest lähtuv detailne matemaatiline mudel, mille tulemusi kontrollitakse mõõtmistega hõlmatud jõgedel.

Miks Eesti jõgedel ei tule ette katastroofilisi üleujutusi? Selle põhjused on füüsikalised. Eluohlikud (järsud, mitmeetrised) veetõusud jõgedes tulenevad suurtest sadudest: kümned või sajad millimeetrid mõne ööpäeva jooksul, sageli koos lume sulamisega. Kuid sellest üksi ei piisa üleujutuse tekitamiseks. Soodustavad tegurid on:

- mägedest algavad jõed – suur langus, kiire vool, veemasside järsk kuhjumine, ka suuremad sajud ja rohkem lund kui tasandikul;
- jõed on suletud kõrgete tehiskallaste vahele, mis ulatuvad sageli ümbritsevatest asustatud aladest kõrgemale (tüüpilised näited: Missisipi, Rhein) – vesi ei saa “rahulikult” (õhukese kihina) suuri alasid üle ujutada, vaid paiskub välja nagu üleajavast kausist;
- kogu maa on kultuuristatud, puuduvad metsad ja sood, mis on pinnavee liikumisele suureks takistuseks, selle asemel on palju asfaltteid jt. kõva kattega pindu, millel vesi saab kiiresti liikuda.

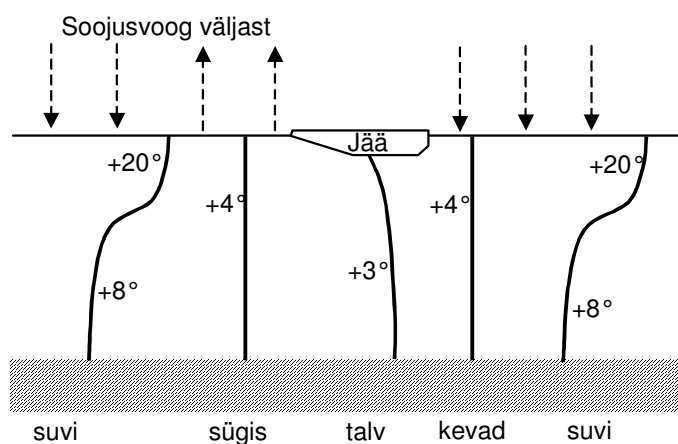
Eestis ei ole ükski neist tingimustest täidetud, mistõttu oleme näiteks pealtnäha küllaltki sarnasest Kesk-Euroopast täiesti erinevas olukorras. Eriti suureks takistuseks sadevee liikumisele on rabad, mis imevad vee endasse nagu käsn. Raba on võimeline

akumuleerima praktiliselt iga meie kliimas ette tuleva lühiajalise sajuhulga, sealjuures võib pind vee arvelt tõusta 10 – 20 cm võrra. See vesi imbub väga aeglaselt raba kõrgemalt keskosalt alla, toites jõgesid ka põua ajal. See on üks aspekte, miks meie metsiku looduse kaitse on eluliselt tähtis.

4.1.3. Hüdroloogiline seire järvedel

Veetasemeid mõõdetakse ka järvedel (näiteks Peipsil Mustvees), eesmärgiks määrata vee hulka järves, mis on oluline elutingimustele järves ja veerežiimile järve väljavoolus. Sarnaselt jõe vooluhulgaga on järve tähtsaim hüdroloogiline parameeter veevahetusaeg, mida väljendatakse tavaliselt järve vee ruumala ja aastas juurdevoolava vee ruumala jagatisena seega ühikuks aasta. Suurtel ja sügavatel järvedel võib see olla aastaid või aastakümneid, väikejärvedel tavaliselt alla aasta. Veevahetusaaja arvutamisel tuleb silmas pidada, et järv saab vett nii sissevoolavatest jõgedest kui vahetult järve pinnale langevatest sademetest. Viimane võib suuremate järvede puhul olla kuni 50%, enamikul väikejärvedest mitte üle 10%. Veevahetusaega on oluline teada toitaine ja saasteainete leviku prognoosimiseks.

Järves toimuvale elutegevusele on väga oluline temperatuuride aastane käik. Eesti kliimavöötmes muutub vee temperatuur vahemikus umbes 0 °C kuni +20 °C, millises vahemikus toimuvad vee füüsikaliste omaduste olulised muutused. Vee tihedus nullkraadist kuni +4 kraadini kasvab soojenedes, +4 kraadist ülespoole aga kahaneb, seega vesi on kõige raskem +4 °C juures. Mingil ajal kevadel peale jää sulamist on järvevee temperatuur pinnast põhjani ühtlaselt umbes 4 kraadi (Joonis 4.2.). Edasi hakkab päike ja soe õhk vett pinnalt soojendama ja pinnalähedase kihi temperatuur tõuseb. Et soe vesi on külmast kergem, on selline kihistus ehk stratifikatsioon stabiilne ja sooja kihi paksuse määrab peamiselt vee läbipaistvus – see, kui paksus kihis soojendav päikekiirgus neeldub. Järvedel sügavusega üle 10 m kujuneb suvel välja soe pinnakiht ja selle all mõne meetri paksune hüppekiht, milles temperatuur langeb alla 10 kraadi. Hüppekihi kohal ja all olevad veekihi segunevad omavahel väga vähe. Kui sügisel langeb pealmise veekihi temperatuur alla alumise oma, siis hakkab jahe vesi laskuma ja soojem põhjast tõusma. Kogu veemass seguneb hästi läbi. Kui pinnatemperatuur langeb alla 4 kraadi, siis segunemine lakkab taas, sest vesi pinnal on uuesti kergem kui sügavamal. Miinustemperatuuridel õhus viib see kiiresti jäätumiseni. Jää võib mõnel juhul takistada niivõrd hapniku juurdepääsu, et rohke elustikuga järved jäävad ummuksile: hingamis- ja kõdunemisprotsessid tarbivad hapniku ära ja algab kalade massiline suremine.



Joonis 4.2. Aastane temperatuuri käik sügavas järves Eesti kliimas.

4.2. Põhjavee seire

4.2.1. Eesmärgid (Eesti keskkonnaseire programm)

- Põhjavee kvaliteedi ja selle vastavuse jälgimine nõuetele: Euroopa Liidu vee raamdirektiiv, Põhjavee kaitse direktiiv 80/68/EEC, Põllumajandusliku nitraatse reostuse direktiiv 91/676/EEC, joogivee osas vastavus EV Joogivee Standardile.
- Pideva ja adekvaatse info edastamine põhjavee tarbimise ja reostamise kohta probleemsetel aladel (tööstuspiirkonnad, nitraaditundlik ala), ilmnenud muutuste analüüsimine võrdluses foonitingimustega.
- Põhjaveeseire andmebaasi ning selle GIS-il põhineva väljundi muutmine avalikult kättesaadavaks interneti kaudu.
- Informatsiooni kogumine ja koondamine kasutatavate põhjaveekihtide kohta piirialadel eesmärgiga ennetada riikidevahelisi konflikte
- Andmete edastamine siseveekogude hüdrokeemilise ja hüdrobioloogilise seisundi kohta Euroopa Keskkonnaagentuuri siseveekogude seire ja andmevahetuse võrgustikku EUROWATERNET.

4.2.2. Põhjavee moodustumine ja liikumine

Suurem osa maapinnale langenud sademetest imbub pinnasesse. Enamasti lasevad pindmised kivimikihid (Eestis valdavalt moreen) vett paremini läbi kui sügavamad. Seetõttu täidab vesi teatud sügavamas kihis kõik pinnasepoorid ja lõhed, samal ajal kui pindmiste kihtide niiskus on allpool küllastustaset ja kõigub palju sõltuvalt sademetest. Küllastunud kihi ülapinna sügavus ongi põhjavee tase.

Põhjavesi valgub väga aeglaselt mööda nõlvu alla, sest teda takistab kapillaarsus – mida peeneteralisem on pinnaseaine, seda tugevamad on pindpinevusjõud. Põhjaveekihte iseloomustab viibeaeg, mis näitab kui kaua kihti sattunud vesi seal keskmiselt püsib. Näiteks metsa moreenpinnases kulub veeosakesel avaveekogusse jõudmiseks tavaliselt kuid. Sademetest ja/või lumesulamisest tingitud kõrge põhjaveeseisu ajal liigub põhjavesi kiiremini, sest ülemised kihid juhivad vett paremini.

Tavaliselt on maapõues üksteise kohal mitmeid põhjaveekihte, tingituna eri tasemetel paiknevatest vettpidavatest kihtidest. Näiteks Tartu linna veevarustus põhineb puurakudel, mille kaudu ammutatakse vett kolmest veekihist, millest alumine paikneb umbes 400 m sügavusel. Neljandast, kõige ülemisest, mõne kuni mõnekümne meetri sügavusel paiknevast kvaternaari kihist lõpetati joogivee ammutamine üheksakümnendatel aastatel liigse saastatuse tõttu. Põhjavee eri horisontide vees sisaldub erinevaid mineraalaineid. Alumiste horisontide vesi on tavaliselt vähem liikuv kui ülemiste oma. Leidub põhjaveehorisonte, mille vesi on tuhandeid aastaid vana, seega praktiliselt fossiilne maavara. Niisuguse fossiilse vee lõpliku varu ärakasutamise tõttu ei ole mitmete kõrbealade niisutussüsteemid jätkusuutlikud.

4.2.3. Isotoophüdroloogia

See on tuumafüüsikal põhinev meetod põhjavee liikumise jälgimiseks. Ühe keemilise elemendi isotoobid (erineva neutronite arvuga aatomituumad) käituvad keemilistes reaktsioonides ja filtratsiooniprotsessides samamoodi, mistõttu aine isotoopkoostis ei muutu. Radioaktiivseid isotoope saab suure täpsusega detekteerida nende lagunemisel

tekkiva ioniseeriva kiirguse järgi, stabiilsete isotoopide eristamiseks tuleb kasutada mõnd muud füüsikalist meetodit, näiteks mass-spektromeetriat.

Vesiniku isotoobid on “tavaline” vesinik ^1H (tuuma moodustab ainult üks prooton) deuteerium ^2H (lisaks üks neutron) ja triitium ^3H (kaks neutronit). Hapnikul on kolm stabiilset isotoopi ^{16}O , ^{17}O ja ^{18}O , millest esimene on põhiline ja viimane suhteliselt sagedane.

Isotoopkoostist võrreldakse kokkuleppelise rahvusvahelise standardiga, näiteks ^{18}O puhul on selleks maailmamere vee keskmine, mille suhtes arvutatakse suhtarv $\delta^{18}\text{O}$:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\right)_{\text{proov}} - \left(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\right)_{\text{standard}}}{\left(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\right)_{\text{standard}}} \quad (4.1)$$

ja seda väljendatakse promillides ($1\text{‰} = 1/1000$). Kuigi kõrvalekalded standardist on kaunis väikesed, on $\delta^{18}\text{O}$ erinevused sademetes hästi mõõdetavad: troopikas on see kuni -2‰ , parasvöötmes $-8 \dots -12\text{‰}$, polaaraladel $-20 \dots -45\text{‰}$ (miinusmärk näitab, et rasket isotoopi ^{18}O on vähem kui standardis).

Miks see nii on? Veeauru kondenseerumisel lähevad vedelasse faasi eelistatult raskemaid isotoope ^{18}O ja ^2H sisaldavad H_2O molekulid. Auru kandumisel külmematele aladele toimub selle pidev fraktsioneerumine – raskem vesi sajab välja ja õhku püsima jääva veeauru isotoopkoostis muutub järjest kergemaks. Eesti sademete keskmine $\delta^{18}\text{O}$ on $-10,4$ (suvel -9 , talvel -14).

Näide meetodi kasutamisest. Suur osa Põhja-Eesti joogiveest pärineb kambrium-vendi horisondist (sügavus $100 - 300$ m). Selle $\delta^{18}\text{O}$ on keskmiselt -22 , mis tähendab, et see on formeerunud polaaraladele iseloomulikus kliimas, seega arvatavasti viimase jäätumise sulamise veest, umbes $12\,000$ aastat tagasi, ja pole hiljem olulist lisa saanud. Seega on tegemist fossiilse maavaraga, mille tarbimine viib ükskord varude ammendumiseni. Selle tagajärjeks on teistsuguse koostisega (uuema) vee sissetung. Tallinnas Koplis on juba täheldatud vee soolsuse tõusu. Kambrium-vendi vee kaitseks on tarvitusele võetud abinõusid, näiteks nõutakse vee erikasutusluba igalt selle horisondi vee tarbijalt (teiste horisontide puhul nõutakse ainult tarbimise korral 5 m^3 ööpäevas või rohkem).

Üks silmapaistvamaid markereid isotoophüdroloogias on inimtekkeline. 20. sajandi viiekümnendatel ja kuuekümnendatel aastatel pandi maailmas toime palju termotuumakatsetusi atmosfääris. Selle tulemusena paiskus atmosfääri suur hulk triitiumi (^3H), mida looduslikus vees leidub vaid u. 10^{-18} osa (nn. triitiumiühik, TU). Triitium on suhteliselt lühiealine radioaktiivne element, poolestusaeg $12,5$ aastat. Sellegipoolest on jääkkontsentratsioonid mõõtmiseks piisavalt kõrged. Kui mingis põhjaveekihis on triitiumi rohkem kui paar TU, siis on alust arvata, et selles kihis leidub 20. sajandi keskel või veidi hiljem sadanud vett.

4.3. Mere seire

4.3.1. Eesmärgid (Eesti keskkonnaseire programm)

Mereseire üldeesmärgiks on inimtegevuse poolt merekeskkonnale ja elustikule avaldatava mõju kindlakstegemine ja selle ulatuse määramine, arvestades ka looduslikke muutusi, ning kasutusele võetud abinõude tulemuslikkuse hindamine.

Eutrofeerumise hindamisel:

- määratakse talvised maksimaalsed biogeenide koguhulgad basseinides; koostatakse basseinide ainebilansid;

- jälgitakse pikaajalisi muutusi zoobentose ruumilises jaotuses ja põhjalähedase kihi hapnikurežiimis;
- jälgitakse füto- ja zooplanktoni koosluste sesoonset tsüklit ning fikseeritakse erakordsed nähtused;
- kogutud andmete põhjal antakse hinnanguid merekeskkonna seisundi, selle muutuste ja nende põhjuste kohta;
- koostöös Soome teadusasutustega tagatakse Soome lahe keskkonnaseisundi muutusi kajastava operatiivse seire- ja infosüsteemi kättesaadavus interneti kaudu.

Ohtlike ainete poolt põhjustatud probleemide uuringutes:

- jälgitakse ohtlike ainete sisalduse pikaajalisi muutusi ning hinnatakse saasteseisundit;
- lokaliseeritakse probleemseid piirkonnad rannikumeres.

Mererannikute seires:

- jälgitakse mererannikute muutusi piirkondades, kus mere geoloogiline tegevus võib põhjustada märkimisväärset kahju (ehitiste, puhkepaikade hävimine jne.);
- tugevate tormikahjustuste korral hinnatakse purustuste ulatust.

Lisaks rahvusvaheline koostöö mitmetes kalavarude kaitsel ja säästvate majandamisele suunatud organisatsioonides.

Kontaktmeetoditega seiratakse rohkem rannikumerd, sest

- selle elustik on rikkam;
- inimtekkelised mõjurid tugevamad ja mitmekesisemad (saasteainete sissevool, vesiehitised, tihe laevaliiklus jm.);
- poliitiline tahe on tugevam, sest suurem osa rannikumerest kuulub riikide territoriaalvetesse.

Avaookeani mastaabid sobivad rohkem kaug- kui kontaktseire meetoditega.

4.3.2. Füüsikalised protsessid meres

Füüsikalised protsessid meres sarnanevad paljuski sellega, mis toimub järvedes. Ka Läänemeres kujuneb välja suvine temperatuuri hüppekiht (termokliin), kevadine ja sügisene ühtlane temperatuurijaotus ja talvine vähemalt osaline jäätumine. Erinevalt järveveest on merevesi soolane, mis põhjustab täiendavaid tiheduse erinevusi soolasema merevee ja mageda jõgede ning sademete vee vahel. Läänemeres esineb suvel ka soolsuse hüppekiht (magedam vesi peal), mis enam-vähem ühtib temperatuuri hüppekihiga ja võimendab suvel merevee kihistumist. Läänemere avaosas põhjakihtides (kuni u. 60 m põhjast) on püsivalt suhteliselt kõrge soolsusega vesi, mille kohal on püsiv soolsuse hüppekiht ehk halokliin. Seda süvavett ei ulatu läbi segama ka sügisene temperatuuride ühtlustumine, mistõttu segunemine on väga aeglane. Mõnel juhul (kuigi harva, peamiselt sügiseti) võib see vesi tungida sügavamaid kohti pidi saarte vahele, põhjustades seal sügavamates kihtides vee seiskumise.

Ka mereosade (lahtede, rannaalade) veevahetuse iseloomustamiseks kasutatakse veevahetusaega, mis võrdub vee ruumala ja juurdevoolu (nii mageda kui soolase vee) suhtega, kuid erinevalt järvedehüdroloogiast ei ole selle arvutamiseks praegu ühtegi standardset kõigi alade kohta hästi töötavat meetodit. Suhteliselt suletud mereosades (näiteks põhjakünnisega eraldatud lahed, saatega piiratud alad) toimub veevahetus reeglina kas juhuslike või aastaajast tingitud üksikute kiirete muutuste kaupa. Näiteks Läänemere kui terviku veevahetus sõltub ookeanivee sisenemistest läbi Taani väinade, mida põhjustab teatud kindel tuulesuuna muutumise muster mõne päeva

jooksul ja soodustab mere üldine madal veeseis. Suuremad sissevoolud on küllaltki juhuslikud ja toimuvad keskmiselt umbes iga 10 aasta tagant. Nende vahel voolab vesi peamiselt Läänemerest välja ja muutub jõgede sissekande tõttu üha magedamaks kuni järgmise sissevooluni. Rääkides veevahetusest, peetakse reeglina silmas pikaajalist keskmist veevahetust.

Üks võimalus on arvutada mereosa veevahetusaeg vee soolsuse muutuse põhjal. Kui Q_{out} on väljavool mereosast, Q_{in} merevee sissevool ja Q_f magevee sissevool, siis eeldades, et veehulk mereosas jääb samaks, saame

$$Q_{out} = Q_{in} + Q_f \quad (4.2)$$

Sama kehtib piisavalt pika aja jooksul ka soola hulga kohta:

$$Q_{out} S_{out} = Q_{in} S_{in} \quad (4.3)$$

kus S tähistab vastava vee soolsust (magevee soolsus võetakse nulliks). Soolsused on mõõdetavad ja tavaliselt ka magevee sissevool on teada jõgede hüdroloogilistest mõõtmistest või arvutustest. Seega on meil kaks võrrandit kahe tundmatu (Q_{in} ja Q_{out}) kohta ja süsteem on lahenduv. Teades ka mereosa ruumala, saamegi arvutuse lõpule viia. Et meetod oleks piisavalt täpne, on vaja küllalt suurt magevee juurdevoolu, muidu on meil tegemist kahe suure suuruse väikese vahega, mis võimendab vea üles. Tugeva tuule mõjul lähevad veepind ja hüppekihid meres kaldu. Selle äärmuslik näide oli 2005. aasta jaanuaritorm, mil vesi tõusis Eesti rannikul kuni 3 meetrit. Kuid ka hulga tavalisemate tuulte korral on mõjud märgatavad: tuulepealsetel rannikualadel võib külma vee üleskerkimise tõttu langeda vee temperatuur mõne tunniga 4 – 5 kraadi. Soome lahel kutsutakse taolise muutuse esile idatuul, Lääne-Eestis on meri madalam, mistõttu muutused vähem drastilised.

Merevee aktiivse pinnakihi füüsikaliste omaduste uurimiseks kasutatakse laevalt trossi otsas vette lastavat sondi, mille andurid registreerivad temperatuuri, vee liikumiskiiruse komponendid ja soolsuse reaajas. Mitmele poole, ka läänemerre, on paigutatud statsionaarsed mõõtepoid, mis registreerivad merevee omadusi a olekut, sh. lainekõrgust, ja edastavad need reaajas vastavat seiret teostavale asutusele.

5. Maa kontaktseire

Eesti riiklikus seiresüsteemis (vt. <http://eelis.ic.envir.ee/seireveeb/>) on sellest valdkonnast ette nähtud mullaseire, mis aga sisaldab vähe füüsilisi aspekte, ja seismoloogiline seire. Lisaks sellele toimivad aitavad Maa sügavamates kihtides toimuvat mõista gravimeetrilised pidevmõõtmised.

5.1. Seismoloogiline seire

5.1.1. Eesmärgid ja tähtsus.

Seismoloogilise seire eesmärgid on:

- maavärinate registreerimine, epitsentri ja tugevuse määramine;
- maa siseehituse kohta teabe saamine;
- kohalike inimtekkeliste seismiliste sündmuste (lõhkamised, plahvatused) registreerimine.

Eesti riikliku seismoloogiaseire eesmärgid on:

- Eesti territooriumil ja naaberaladel asetleidvate regionaalsete seismiliste sündmuste registreerimine ja analüüs;
- Eesti territooriumil asetleidvate lokaalsete sündmuste (maavärinad, lõhkamised, plahvatused) fikseerimine ja analüüs;
- maakoore süvakihtide uuringud;
- seismogrammide avalikustamine GFZ Potsdam'i veebilehel;
- 2004. aastast ilmuvad Vasula seismilise jaama andmed lõhkamiste kohta Soome bülletäänides.
- alates 2009. aastast rakendatakse ühist Helsingi Ülikooli Seismoloogia Instituudiga integreeritud seismonoalüüsi.

Maa siseehituse otsene uurimine piirdub umbes ülemise kümne kilomeetriga, kõige sügavam puurauk on rajatud Venemaal Koola poolsaarel, 14 km. Peamine teave sügavamal toimuvast saadakse maavärinalainete mõõtmise kaudu. Seismiliste lainete tugevuse hüppelise muutumise (murdumisnähtus) põhjal on kindlaks tehtud Maa vahevöö ja tuuma olemasolu ja nende mehhaanilised omadused (vahevöö poolvedel, tuum tahke). Viimastel aastakümnetel on saavutatud teatud edu katastroofiliste maavärinate prognoosimisel, seda peamiselt tänu seismiliste lainete ning tektooniliste liikumiste täpsele mõõtmisele ja analüüsile. Keskkonnamõju hulka kuulub "seismiline reostus", mida inimkond tekitab nii rahuotstarbeliste kui militaarsete plahvatustega.

Kui süvapuurimised kuuluvad pigem mahukate üksikprojektide hulka, siis seismoloogilised vaatlused oma kogu Maad hõlmava jaamade võrgu, operatiivse andmeedastuse ja rahvusvaheliste andmebaasidega moodustavad kindlalt osa seirest.

5.1.2. Põhimõtted ja meetodid

Kui kusagil maa sees toimub maakoorelaamade järsk liikumine või plahvatus maa pinnal või sisemuses, siis hakkab maakoore lainetama, seda sõna otseses mõttes, kuigi silmaga nähtava amplituudiga laineid võib esineda vaid väga tugevate maavärinate korral.

Maavärina hüpotsenter on selle kese maakoore, epitsenter koht maapinnal hüpotsentri kohal.

Seismilised lained võivad olla kas siselained või pinnalained. Siselained jagunevad omakorda piki- ja ristlaineteks.

Pikilained ehk P-lained (*P-primo*, lad. k. 'esimene') on tihenduse ja hõrenduse korrapärase vaheldumise lained. Nende puhul aineosakesed liiguvad elastselt keskse asendi ümber laine levimise sihis. P-lained põhjustavad läbitava aine lokaalse ruumala perioodilist muutumist (sarnaselt helilainetega). P-lained läbivad nii tahkeid kui vedelaid keskkondi.

Ristlained ehk S-lained (*S-secundo*, lad. k. 'teine') on siselained, mille puhul aine osakesed võnguvad keskse asendi suhtes laine levikuga risti. S-lained levivad ainult tahketes keskkondades. S-lained on P-lainetest aeglasemad. Tavaline kiiruste suhe $v_p/v_s = 1.7-1.8$.

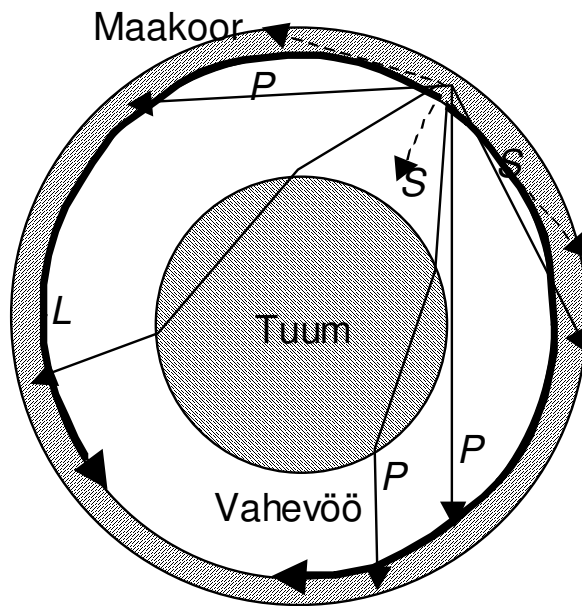
Kolmas seismiliste lainete tüüp – pindlained ehk L-lained (*L-longa*, lad. k. 'pikk') on sisuliselt P- ja S-lainete tekitatud ning nad levivad erinevate omadustega keskkondade eralduspindadel. Põhjustavad samaaegselt nii lokaalset ruumala muutumist kui aineosakeste võnkumist ristsihis. L-lainete lainepikkused on suuremad kui P- ja S-lainetel ning kiirus nende mõlema omast väiksem. P- ja S-lainete leviku kiirused sõltuvad läbitava aine (maakoore ja sisemuse osade) tihedusest ja elastsusomadustest.

P- S- ja L-lainete leviku suuna ja kiiruse uurimisega on kindlaks tehtud Maa koore, vahevöö ja tuuma olemasolu ja nende mõõtmed (joonis 5.1). P-lained levivad nii maakoores, vahevöös kui tuumas, kuid nende kiirus on suurim (kuni 13,6 km/s) vahevöös. Tuumas kiirus väheneb ja laine murdub analoogiliselt valguslainega. Seetõttu eksisteerib maapinnal vöönd (105-140 kraadi epitsentrist), kus P-laineid ei esine. S-lained levivad maakoores ja sumbuvad vahevöös u. 2900 km sügavusel, tuumani ei jõua. L-lained levivad piki vahevöö ja maakoore piirpinda. P-lainete levimiskiirus on maakoores väiksem kui vahevöös. Paljude seismoloogiajaamade mõõtmiste alusel on leitud Maa sisevööndite mõõtmed: maakoore eri kohtades 5 – 80 km (keskmiselt 39 km, Eestis 42 – 47 km), tuuma raadius 3420 km. Eksisteerib nn. Sisetuum.

Maavärinate tekitatud lainete amplituudi ja selle amplituudi ajalist muutumist registreeritakse maapinnal paiknevates seismoloogiajaamades seismograafide abil. Seismograafi põhimõte seisneb ülesriputatud massi inertsitõttu paigalpüsimises ajal, mil ülejäänud konstruktsioon maakoorega jäigalt ühendatuna liigub. Mida enam Maa seismograafi all liigub, seda suurema amplituudiga signaali seismograaf annab. Kaasaegseimad seismograafid on täisdigitaalsed, st. anduri liikumise amplituud edastatakse otse arvutitöötluseks kõlbliku numbrilise signaalina.

Tartu Ülikoolis on töötanud seismoloogia üks rajajaid prof. Boriss Golitsõn (1862-1916) ja maailmamainega seismograafide konstruktor prof. Johan Vilip (1870-1942), kelle konstrueeritud seismograafid (toodeti 22 eksemplari ja müüdi kõikjale üle maailma) kuulusid tollal maailma parimate hulka. Kuni 1944. a. paiknesid Tartusse jäänud seismograafid Püssirohukeldris, siis viidi viimane neist Saksamaale. 2000. aastal annetati üks Saksamaal asunud seismograaf TÜ ajaloomuuseumile.

Orienteeruvalt kulub P-lainetel esimese 1000 km läbimiseks 2 minutit ja S-lainetel 4 minutit. Kui lained on registreeritud vähemalt kolmes seismoloogiajaamas, siis saab nende registreerimise aegade kaudu epitsentri asukoha leida.



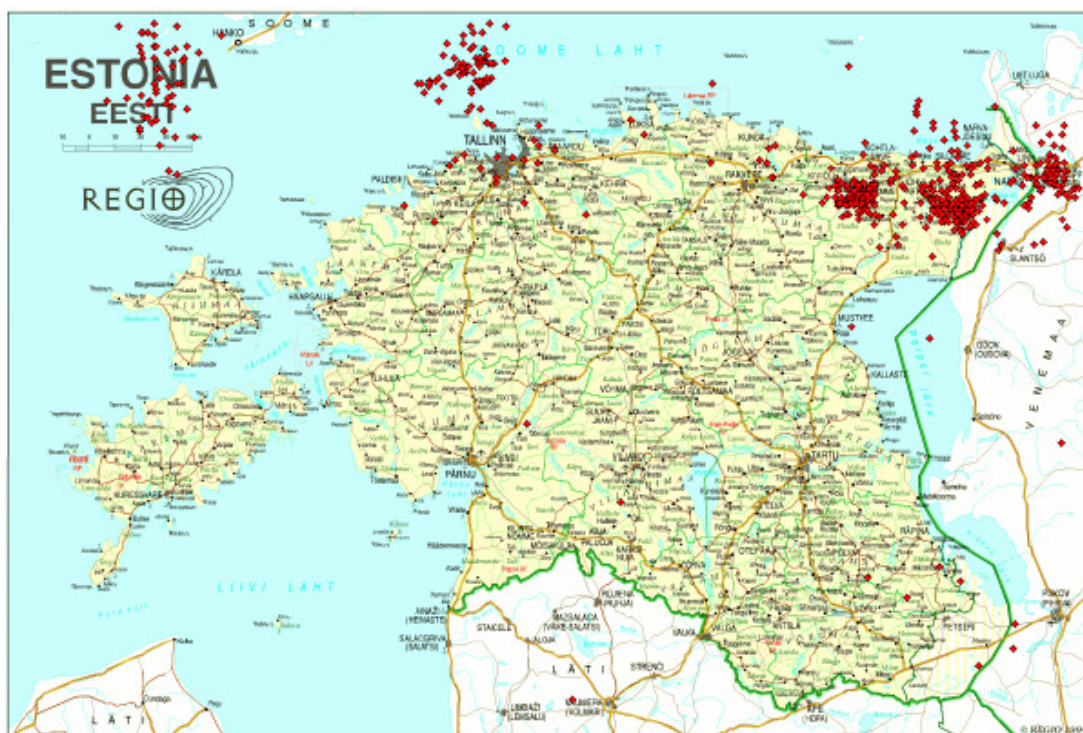
Joonis 5.1. P-lained levivad nii maakoores, vahevöös kui tuumas, kuid nende kiirus on suurim vahevöös. Tuumas kiirus väheneb ja laine murdub analoogiliselt valguslainega. S-lained levivad maakoores ja poolvedela vahevöö ülasas, kuid tuumani ei jõua. L-lained levivad piki vahevöö ja maakoores piirpinda.

Richteri skaala. Magnituud (maavärina tugevust iseloomustav arv) määratakse seismograafiga registreeritud suurima laine amplituudi järgi. Skaala on logaritmilises vastavuses maavärinal vabaneva energiaga. Magnituudi kasvule 0,5 ühiku võrra vastab energia suurenemine 10 korda. Magnituudile 9 vastab energia 10^{19} džauli. Richteri skaalas registreeritud tugevaima maavärina magnituud on olnud 8.9. See vastab rohkem kui miljardi tonni ehk 1000 megatonni troüüli plahvatusale (võimsaim kunagi lõhatud termotuumapomm oli 50 megatonni). Inimesed ei taju maavärinaid magnituudiga alla 2.0, kuid seismograafid registreerivad neid. Enamus inimesi hakkab maavärinat tunnetama alates 4 magnituudist, olulised purustused algavad 6 – 7 magnituudist. 20. sajandi alguses oli kasutusel subjektiivsel hindamisel põhinev 12-palline skaala.

Üle planeedi esineb aastas kuni 600 000 maavärinat, mida registreerivad seismograafid, ja ligi 350 000 maavärinat, mida tajuvad ka inimesed. Maavärinaid magnituudiga üle 4.0 esineb aastas ligi 6 000, suuri maavärinaid (üle 7 magnituudi) alla 20. Tugeveim Eestis seismograafiga registreeritud maavärin (4,7 magnituudi) toimus 1976. a. epitsentriga Osmussaare lähedal.

Eestis töötab kolm rahvusvahelisse võrku kuuluvat seismoloogiajaama, mida haldab Eesti Geoloogiakeskus. Esimene neist on Tartu lähedal Vasulas, kuhu see viidi üle Tartu kesklinnast Tähetorni all paiknenud ruumist 2004. aastal, et pääseda linnaliikluse tekitatud foonist. See on varustatud kaasaegse täisdigitaalse seismograafiga STS 2, mis võimaldab mõõta maavärinalaine saabumisaega täpsusega 0,05 s. Vana seismograaf jätkab tööd Toomemäel teaduslikel eesmärkidel. 2005. aasta kevadest töötab taas Suurupi jaam Tallinna lähedal (sai 2003.a. äikesekahjustuse, seismograaf tuli asendada). Alates 2006. aasta augustist töötab kolmas seirejaam Matsalu rahvusparki keskuses Penijõel. Sellest ajast saab määrata kohalike seismiliste

sündmuste asukohti, varem oli see võimalik ainult nendel juhtudel, mis registreeriti ka Helsingi Ülikooli seismoloogiajaamas.



Joonis 5.2. Maavärinad, plahvatused ja lõhkamised Eestis ja lähiümbruses 2004.a. seismoloogilise seire põhjal (allikas: aruanne riikliku keskkonnaseire allprogrammi “seismiline seire” täitmisest 2004. aastal).

Aastas registreeritakse mõnisada Eesti pinnal toimunud sündmust, neist üle 80% lõhkamised Ida-Virumaa karjäärides (tugevus tavaliselt umbes 2 magnituudi), ülejäänud mujal väiksemates karjäärides ja meremiinide kahjutuks tegemise operatsioonidel Läänemeres. Igal aastal tuleb ette ka nõrku maavärinaid Eesti pinnal, mille seismograaf registreerib Tavaliselt asub nende epitsenter Soome lahe suudmes, mis näitab mõningast tektoonilist aktiivsust (joonis 5.2). Eestis registreeritud kaugeid (epitsenter kaugemal kui 10 meridiaanikraadi ehk u. 1100 km) maavärinaid on aastas paar tuhat, neist paarisaja epitsentri määramiseks kasutatakse Eesti jaamade andmeid. Üks rahvusvahelisi keskusi seismoloogiaandmete koondamiseks ja säilitamiseks asub Saksamaal Potsdamis, <http://www.gfz-potsdam.de/geofon/> (viimati vaadatud 05.09.2011).

5.2. Gravimeetriline seire

Gravimeetria on Maa raskusjõu täppismõõtmine.

Maa raskusjõud keskmiselt merepinna tasemel on 9.80665 m/s^2 , kuid see varieerub Maa pinnal mitmel põhjusel. Kõige suuremad on muutused kõrgusega. Gravimeetrias enim kasutatav ühik on milligal (gal – Galileo Galilei järgi): $1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2 = 10^{-5} \text{ m/s}^2$. Selles suurusjärgus on mõõdetavad variatsioonid raskusjõuväljas. Maapinna kohal (õhus) väheneb raskuskiirendus kõrgusega u. $0,3 \text{ mGal/m}$, kõrgemal asuval

maapinnal mõõdetuna u. 0,2 mGal/m, sest mäemass on raskusjõu allikas ja seetõttu vähendab kõrguse mõju. Raskuskiirendusele avaldavad mõju maakoores tiheduse erinevused, nii saab avastada metallimaakide maardlaid, mille tihedus on ümbritsevatest kivimitest suurem. Gravimeetriselt saab mõõta loodejõudude tekitatud maakoores deformatsiooni. Eestis (Tallinnas) on sel viisil leitud maksimaalne kõikumine 36 cm. Pideva gravimeetriselise seire peamine mõte on saada teavet Maa siseehitusest ja selle muutustest, kuivõrd nii maakoores kui sügavamate kihtide osad paiknevad pidevalt ümber. Seega sarnanevad gravimeetria eesmärgid teatud määral seismoloogiaga ja need seirevaldkonnad täiendavad teineteist.

Oluline gravimeetria rakendus on kartograafias – geoidi kuju jälgimine ja täpsustamine. Geoid (kokkuleppeline pind, mis on kaardiprojektsiooni aluseks) on määratletav raskusjõu välja järgi. Paraku ei ole väli ajas püsiv (ka pikaajalise keskmisena) sest Maa siseehituses toimuvad muutused (näiteks Maa tuum liigub, maakoores laamad liiguvad).

On mitut liiki gravimeetreid.

Pendelgravimeeter – ammuine “klassika”, põhineb pendli võnkesageduse sõltuvusel raskusjõust. Tänapäeval asendunud täpsemate ja kiiremate meetoditega.

Kõige tavalisem on vedrugravimeeter, milles kehale mõjuv raskusjõud tasakaalustatakse vedru elastsusjõuga ja mõõdetakse vedru deformatsiooni.

Absoluutgravimeeter põhineb langeva keha liikumiskiiruse mõõtmisel laserkiire abil. Kuna sel meetodil saadakse otseselt raskuskiirendus, siis on tegemist standardiga, mille abil saab kalibreerida teisi gravimeetreid. Niisugune aparatuur on väga kallis, keerukas ja oskuslikku käsitsemist nõudev. Maailmas on ainult mõnikümmend absoluutgravimeetrit, neist meile lähim Soome Geodeesiainstituudil.

Mõlemad eespool kirjeldatud tüübid nõuavad tunni suurusjärgus keskmistamisega mõõtmisel, et vähendada kõrvalistest mõjudest tingitud moonutusi, mistõttu ei saa detekteerida mitmeid huvitavaid ja kiireid nähtusi, näiteks magma liikumist vulkaanilõõrides ja nn. aeglaselt maavärinaid, mille laine periood on minuti suurusjärgus. Selleks on ülijuhtiv gravimeeter (*GWR superconducting gravimeter*), milles niobiumkera on “üles riputatud” magnetväljas, mida tekitab ülijuhtiv elektrimahis. Raskusjõud on mõõdetav selle tasakaalustamiseks vajaliku magnetvälja tugevuse kaudu. See gravimeeter on nii tundlik, et registreerib raskusjõu muutused, mis on tingitud selle lähedal asuva inimese gravitatsiooniväljast. Parimate absoluut- ja vedrugravimeetrite täpsus on suurusjärgus 1 μGal , ülijuhtiv gravimeeter on tervelt 1000 korda täpsem: kuni 1 nGal ehk 10^{-15} osa raskuskiirendusest.

Eesti ainuke gravimeetrialabor asub Tallinna Tehnikaülikoli Füüsika instituudis. Jaam on registreeritud Maa Loodete Rahvusvahelises Keskuses ja omab veebilehekülje <http://parsek.yf.ttu.ee/inst/gravimeetria> andmetel Põhja-Euroopa pikimat vaatlusrida samas kohas (üle 100 000 tunni).

6. Kiirgusseire

6.1. Ioniseeriv kiirgus, inimene, keskkond ja seire

6.1.1. Põhimõisted ja probleemi püstitus

Ioniseeriv kiirgus on niisugune kiirgus, mis on võimeline ioniseerima molekule. Sellel põhineb selle kiirguse toime elusorganismidele.

Sageli tavakäibes kasutatav sõnaühend “radioaktiivne kiirgus” ei ole korrektne, sest mõiste “radioaktiivne” tähendab “kiirgust tekitav”, mistõttu ei sobi kiirguse enda iseloomustamiseks.

Ioniseeriva kiirguse tekkimine on füüsikaline protsess, mida kirjeldab kvantfüüsika. Erinevalt atmosfääri- või meredünaamikast on see väga täpne teooria, milles ei ole turbulentsi-sarnaseid kitsaskohti (niikaua kuni me ei küsi, miks mikroosakesed on sellised nagu nad on, kuid see ei puuduta kiirguskaitset ja -seiret). Radioaktiivsest objektist (reaktor, jäätmehoidla, tuumaplahvatus, röntgeniaparaat vms.) väljuv kiirgus on suure täpsusega arvutatav, teades objekti tehnilisi parameetreid (näiteks reaktori mass, isotoopkoostis, varjestuse paksus, materjal, kuju jms.).

Kogu füüsikaline elegantsus kaob, kui küsimus on kiirguse toime hindamises inimesele või elukeskkonnale.

- Kiirguse toime sõltub osakeste liigist ja energiast.
- Eri elusorganismid ja ka ühe organismi erinevad elundid on kiirguste suhtes erineva tundlikkusega.
- Kõik kiirguse bioloogilised toimed ei ole lõpuni teada, seda eriti väiksemate dooside puhul.

Seetõttu on tulnud kiirgusdosimeetrias (õpetus ioniseeriva kiirguse dooside mõõtmisest) võtta kasutusele palju erinevaid suurusi ja ühikuid. Kiirguse toime hindamiseks kasutatakse nn. fantoome – inimese (või laiemalt mistahes organismi) kudede, elundite või kogu keha mõttelisi mudeleid, millele on omistatud teatud mõõtmised, mass ja kiirguse neelamise omadused. Mõõtmiste põhjal hinnatud doose võrreldakse vastava fantoomi suhtes kehtestatud piirnormidega.

6.1.2. Kiirgusseire ülesanded

Kiirgusseire üks omapära seisneb selles, et radioaktiivne saaste võib levida kõigis keskkondades:

- atmosfääris nii otse kiirgusallikast (gamma- röntgen- ja neutronkiirgus) kui ka radioaktiivse tolmuga õhus (kõik kiirgusliigid);
- hüdrofääris veega edasi kantavate radionukliidide (radioaktiivsete isotoopide) näol;
- litosfääris radioaktiivsete emissioonide näol, tuntum neist on radioaktiivne gaas radoon, teiselt poolt võib õhu või veega edasikantud saaste akumulieruda pinnases.

Vastavalt nendele mehhanismidele teostatakse kiirgusseiret kõigis nimetatud keskkondades, andmed saadetakse vastavatele rahvusvahelistele andmepankadele, arhiveeritakse teadustöö otstarbeks ja avaldatakse perioodiliselt avalikkusele mõeldud väljaannetes. Kuna atmosfääris levivad radionukliidid õnnetuste korral kõige kiiremini suurtele aladele, siis kiirgusseire andmed atmosfääris edastatakse operatiivselt päästetöödega tegelevatele teenistustele ja avaldatakse Internetis (<http://www.envir.ee/kiirgus/andmed.php>).

Kiirgusseire korraldamist mõjutab põhimõtteline (sotsiaal-poliitiline) lähenemine kiirguskaitse eesmärgile. Maailmapraktikas on tuntud kolm erinevat lähenemist:

- (a) püüda ära hoida igasugust kiirguriski;
- (b) otsustada riski ja kasu vahekorra alusel;
- (c) iga kehtestatud piirnormist väiksem doos on lubatav lisatingimusteta.

Tänapäeva “kiirguspoliitikas” üldlevinud arusaam vastab variandile (c), varem on olnud levinud ka (b). Üleminekuga on kaasnenud rahvusvaheliselt soovitatud normide karmistamine.

6.2. Kiirguste liigitus ja füüsikalised omadused

Ioniseeriva kiirguse osakeste energiat väljendatakse tavaliselt elektronvoltides. Elektronvolt eV vastab energiale, mille saab elektron, läbides potentsiaalide vahe üks volt. $1 \text{ eV} = 1,602 \cdot 10^{-19} \text{ J}$.

6.2.1. Elektromagnetkiirgus

Ioniseeriva kiirguse hulka kuulub elektromagnetkiirguse skaalal (joonis 6.1.) röntgen- ja gammakiirgus.

Röntgenkiirguseks nimetatakse kiirgust, mis tekib aatomi sisemiste elektronide elektronkihtide vahelistel siiretel või kiirete elektronide pidurdumisel magnetväljas (sünkrotronkiirgus). Röntgenkiirguse lainepikkuste vahemik on umbes sajandiknanomeetrist kuni mõnekümne nanomeetrini. Inimese jaoks omavad kiirgusallikana tähtsust röntgenkiirguse tehisallikad: meditsiinilised ja turvatehnilised (näit. lennujaamades) läbivaatusseadmed, teaduslik aparatuur (röntgendifraktsioonseadmed, osakeste kiirendid).

Gammakiirguseks nimetatakse kiirgust, mis tekib radioaktiivsel lagunemisel, kõrge energiaga osakeste vastasmõjus (kiirendites) ja mida leidub kosmilises kiirguses. Gammakiirguse lainepikkus on alla kümnendiknanomeetri. Gammakiirgus tungib hästi läbi aine. On vaja mitme sentimeetri paksust metallplaati, et selle eest olulist kaitset pakkuda. Kõige efektiivsem materjal on plii.

Eristatakse kosmilist gammakiirgust lainepikkusega u. 10^{-13} meetrit ja alla selle. Nii kõrge energiaga footoneid ei suuda anda ükski maapealne protsess ning neid esineb vaid kosmilises kiirguses. Need pärinevad supernoovaplahvatustest, kuid üksikute kõige kõrgema energiaga (ehk väikseima lainepikkusega) footonite päritolu ei olegi täpselt teada.

Röntgen- ja gammakiirguse diapason kattub osaliselt, sest neid tekitavate protsesside energiaspekter on küllaltki lai. Teatud kattumine on ka röntgen- ja ultraviolettkiirguse diapasoni vahel. Mõnikord kasutatakse ka liigitusi, kus kiirguse nimetus on üheselt lainepikkusega määratud.

Mida suurem on footonite energia (väiksem lainepikkus), seda rohkem on neil osakese- ja vähem laineomadusi. Koos sellega (nähtavast kiirgusest väiksematel lainepikkustel) suureneb kiirguse läbitungimisvõime aines. Suureneb ka ühe footoni neeldumisest põhjustatud ioniseeriv mõju ja kudede kahjustamise ulatus. Kui Päikeselt lähtuva kalgi ultraviolettkiirguse ja röntgenkiirguse neelab atmosfäär, siis kosmiline gammakiirgus läbib Maa atmosfääri takistamatult, kuid niisuguste osakeste hulk ja energia on tühine võrreldes muude kiirgusallikatega. Kosmiline kiirgus lähtub Päikeselt (osakeste energia kuni $10^6 - 10^{10} \text{ eV}$), meie Galaktikast ($10^8 - 10^{16} \text{ eV}$) ja väljastpoolt Galaktikat (üle 10^{15} eV). Kõrgeimad mõõdetud ühe osakese energiad on umbes $3 \cdot 10^{20} \text{ eV}$ ehk umbes 20 J. Nii suure energiaga osakesed oleksid vägagi

ohtlikud, kui neelduksid täielikult organismis. Tegelikult annab selline osake inimkeha läbides ära vaid väikse osa oma energiast.

Kosmiline Gammakiirgus Optiline kiirgus Raadiolained
Gammakiirgus Röntgenkiirgus ↓ Nähtav valgus

1.E-15 1.E-14 1.E-13 1.E-12 1.E-11 1.E-10 1.E-09 1.E-08 1.E-07 1.E-06 1.E-05 1.E-04 1.E-03 1.E-02 1.E-01 1.E+00

Lainepikkus meetrites (kümne astmed)

Joonis 6.1. Elektromagnetlainete skaala lühilainelisem osa.

6.2.2. Korpuskulaarkiirgus

Korpuskulaarkiirguse moodustavad seisumassiga osakesed.

α -kiirgus on heeliumi aatomi tuumade (kaks prootonit ja kaks neutronit koos) voog. Tekib radioaktiivsel lagunemisel. Väga väikese läbitungimisvõimega (paberileht neelab peaaegu kogu kiirguse), kuid on tulemusena väga ohtlik, kui kiirgavaid aatomeid hingatakse või süüakse sisse õhu, toidu või joogi koostises – siis saab organism kiiritada seestpoolt.

β -kiirgus on elektronide voog. Tekib radioaktiivsel lagunemisel. Küllaltki väikese läbitungimisvõimega (neeldub näiteks õhukeses plastmass- või puitplaadis), toimib samuti peamiselt sissehingamise või sissesöömise kaudu.

Neutronikiirgus ehk neutronite voog tekib peamiselt tuumareaktorites ja –plahvatustel, kuid mitte maapealsetes looduslikes protsessides. Eristatakse soojuslikke neutroneid (soojusliikumise kiirus, energia 0,025 eV ja väiksem) ja kiireid neutroneid (energia suurem, sageli oluliselt). Kuna neutronid on laenguta osakesed (ei osale elektromagnetilises vastasmõjus), siis nad läbivad ainet hästi. Neutronite tekitatud kahjustused sõltuvad palju energiast, mistõttu soojuslikke ja kiireid neutroneid eristataksegi. Neutronikiirgus on suurima läbitungimisvõimega, kaitset pakuvad paksud kivi- ja betoonseinad, aga ka vesi.

Selleks, et kiirgus saaks elusorganisme ohustada, peab osake organismis kõigepealt neelduma või vähemalt pidurduma (st. peab olema vastasmõju). Päikeselt saabub pidev neutriinode voog, kuid kuna neutriino osaleb ainult nõrgas vastasmõjus, siis peaaegu kõik neist läbivad takistamatult mitte ainult inimkeha vaid ka planeet Maa. Päikeselt saabub Maale neutriinode voog ligi 10^{15} neutriinot ruutmeetrile sekundis. Neutriino keskmine energia on umbes 0,2 eV. Seega maale langeva neutriinokiirguse energjavoog on umbes 10 W/m^2 ehk veidi üle 100 korra väiksem summaarsest valguse voost, kuid mõnikümme korda suurem selle ultravioletsest osast. Kuna aga inimest eluaja jooksul läbivast umbes 10^{23} neutriinost neeldub kehas keskmiselt vaid paar-kolm, ei ole neutriinodel kiirguse seires tähtsust, küll aga on suur tähtsus materiaa fundametaalsete seaduste uurimisel. Fundametaalsetest füüsikalistest vastasmõjudest ja neis osalevatest osakestest annab ülevaate tabel 6.1.

Tabel 6.1. Fundametaalsed vastasmõjud

Vastasmõju	Mõju- raadius, meetrit	Vastas-mõju aeg 1 GeV juures, s	Osalevad osakesed				
			footon	elektron	neutron	α -osake	neutriino
Tugev (tuumajõud)	10^{-15}	10^{-24}			•	•	
Elektromagnetiline	piiramat	10^{-21}	•	•		•	
Nõrk	10^{-18}	10^{-10}		•	•	•	•
Gravitatsiooniline	piiramat	10^{23}	•	•	•	•	•

Kiirguse mõjustumine ainega tuleneb otseselt sellest, millistes vastasmõjudes need osakesed osalevad. Vastasmõjuaeg 1 GeV juures tähendab aega, mille jooksul sellise (kiirendikatses puhul tüüpilise)

energiaga osakeste vahel toimub tõenäoliselt mingi vastasmõju (muundumine) ja vastasmõjuraadius kaugusest, milleni vastav väli osakesest ulatub, näiteks tugeva vastasmõju korral on tegemist ligikaudu aatomituuma mõõtmega. Kõik elektromagnetilises vastasmõjus osalevad osakesed neelduvad aines küllaltki hästi, eriti α -osake, mis osaleb ka tugevas vastasmõjus. Neutron neeldub halvemini, sest selleks peab ta sattuma tuumajõudude mõjuvälja (aatomituuma). Neutriino neeldub kõigest palju halvemini, sest ta osaleb ainult nõrgas vastasmõjus, millel lisaks nõrkusele on veel väiksem mõjuraadius kui tugeval.

6.3. Kiirgusdosimeetrias kasutatavad suurused ja ühikud

6.3.1. Kiirguse allikat iseloomustavad suurused

Aktiivsus A on mingi kindla radionukliidi spontaansete tuumasiirete (lagunemiste) arv ühikulise ajavahemiku jooksul. Radioaktiivne lagunemine on iga tuuma jaoks eraldi võetuna juhuslik (kindla tõenäosusega) sündmus, kuid makroskoopilise ainekoguse jaoks on lagunemiste arv ajaühikus väga suure täpsusega konstantne. Seetõttu on aktiivsus radionukliidi hulga mõõduks. Aktiivsuse ühik SI-süsteemis on bekrell (Bq), mis võrdub ühe tuumasiirdega sekundis. Varem kasutatud mittesüsteemne ühik on küri (Ci), mis võrdub ühe grammi raadiumi aktiivsusega. $1 \text{ Ci} = 3,7 \cdot 10^{10} \text{ Bq}$.

Poolestusaeg $t_{1/2}$. Radioaktiivne lagunemine allub eksponentseadusele – aja t järel esialgselt kogusest N_0 järele jäänud tuumade arv on:

$$N = N_0 \cdot 2^{-\frac{t}{t_{1/2}}} \quad (6.1)$$

kus $t_{1/2}$ on poolestusaeg – aeg, mille jooksul laguneb pool kogusest N_0 . Sarnasuse põhjal radiokatiivse lagunemisega kasutatakse poolestusaja mõistet ka muude (vähemalt ligikaudu) eksponentsiaalsete protsesside iseloomustamiseks, näiteks isotoobi väljutamine organismist või ökosüsteemist. Poolestusaja mõiste sobib ka mitmete keemiliste ja bioloogiliste protsesside kirjeldamiseks.

6.3.2. Kiirguse levimist ja neeldumist iseloomustavad suurused

Fluuens $F = dN/da/dt$ ($\text{cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) on kerale ristlõikepindalaga da aja dt jooksul (ehk siis ajaühikus pinnauhikule) langev osakeste või footonite arv. Fluuens iseloomustab osakeste levikut läbi ruumiosa, mitte neeldumist selles.

Kiiritus (ekspositsioon) X on pealelangeva footonkimbu tekitatud laeng dQ õhu ruumalas massiga dm : $X = dQ / dm$. Kõik kimbu tekitatud elektronid peavad täielikult pidurduma selles ruumalas. SI ühik on seega kulon kilogrammi kohta (C/kg). Suurus ei ole enam üldiselt kasutusel. Vana ühik oli röntgen (R), $1\text{R} = 2.58 \times 10^{-4} \text{ C/kg}$. Ajalooline põhjus selle suuruse kasutuselevõtuks oli õhu ionisatsiooni lihtne mõõdetavus.

Neeldumiskoos D on energia, mille ioniseeriv kiirgus annab aine ruumielemendi ühikmassile: $D = dE/dm$. Neeldumiskoosi ühik on grei (Gy): $1 \text{ Gy} = 1 \text{ J/kg}$. Vananenud mittesüsteemne ühik on raad: $1 \text{ rad} = 0,01 \text{ Gy}$. Energeetiline väljendus üksi on ebapiisav kiirguse toime iseloomustamiseks, selle paremaks hõlmamiseks on järgnevad suurused.

Kerma K (kinetic energy released in matter) on suhe dE_{tr}/dm , kus dE_{tr} on laenguta ioniseerivate osakeste poolt ruumielemendis massiga dm vabastatud laetud ioniseerivate osakeste algsete kineetiliste energiatega summa. Kerma ühik on samuti grei: $1 \text{ Gy} = 1 \text{ J/kg}$. Definitsiooni põhjal moodustab kerma osa neeldumiskoosist ning puudutab selliseid kiirgusliike nagu röntgen-, gamma- ja neutrinkiirgus.

Ekvivalentkoos $H_{T,R}$ on elundis või koes T kiirguse R tekitatud neeldumiskoos korrutatud kiirgusfaktoriga WR . Kiirgusfaktor on empiiriline tegur erinevate

kiirgusliikide kahjulikkuse arvestamiseks. Ekvivalentdoosi ühik: 1 siivert (Sv) = 1 J/kg. Kui organile toimivad erinevad kiirgused, siis ekvivalentdoosid summeeritakse. Efektiivdoos (ühik samuti siivert) on organismi kõigi elundite ekvivalentdooside kaalutud summa. Kaalukoefitsiendid on samuti empiirilised, lähtudes eri elundite tundlikkusest.

Doosikiiruseks (ekvivalentdoosi või efektiivdoosi kiiruseks) nimetatakse vastava doosi juurdekasvu ajaühikus. Süsteemne ühik on siivert sekundis. Varem on samas tähenduses olnud kasutusel vene keelest üle võetud termin “doosivõimsus” (*mošnost dozõ*), mis ei ole füüsikaliselt korrektne.

6.4. Kiirgusseire korraldusest

6.4.1. Seire (operatiiv)ülesanded

- Hinnata efektiivdoose ja elundi/ koe ekvivalentdoose, mida kiirgustöötaja saab tuumatööstuses, kaevanduses, lennukis, haiglas, uurimistöös jm. väliskiiritusest ja sisekiiritusest (kus asjakohane).
- Kiirguse ja radioaktiivsuse seire töökohal.
- Kiirguse ja radioaktiivsuse taseme seire keskkonnas ja põllumajandussaadustes.
- Elanikkonna kiirituse seire:
 - looduslik radioaktiivsus kodudes ja suurenenud looduskiiritusega aladel;
 - meditsiinilised diagnostika- ja teraapiaprotseduurid; välised tuuma- ja tööstuslikud kiirgusallikad;
 - radioaktiivsus planeeritud ja avariivallandustest;
 - tarbekaubad.

6.4.2. Dosimeetria liigid

Isikudosimeetria – mõõdetakse väliskiiritust (kantav dosimeeter, avariidosimeeter, keha ja riietuse saastatus), sisekiiritust (õhuproovikoguja, kogu keha kiiritus, kehavedelike ja eritiste radioaktiivsus) ja rakendatakse nn. bioloogilist dosimeetria (kromosoomaberratsioonid jm.). Rakendatakse kiirgusallikatega töötajatel.

Maa-ala dosimeetria töökohal – statsionaarsed ja kantavad mõõteriistad:

- kiirgusväli kriitilistes kohtades,
- radioaktiivsus õhus, pindade saastumine.

Keskkonnadosimeetria:

- aparatuur õhu radioaktiivsuse mõõtmiseks, sageli pidevatoimelise statsionaarse seire/ järelvalvevõrgu osa;
- aparatuur radioaktiivse saastumise mõõtmiseks pinnases, linnas jm pindadel;
- aparatuur ja protseduurid keskkonnaproovide (vesi, pinnas, elusloodus), toiduainete ja loomasööda radioaktiivsuse määramiseks.

Alates 2009. a. 1. veebruarist korraldab Eestis korraldab kiirgusseiret

Keskkonnaameti kiirgusosakond (varem Eesti Kiirguskeskus)

(<http://www.envir.ee/kiirgus/>, vt. ka <http://www.keskkonnaamet.ee>). Toimib radooniseire ja varane hoiatussüsteem, lisaks pistelised mõõtmised pinnavees, joogivees, toiduainetes, metsamarjades ja seentes, rannikumere vees jm.

Varajase hoiatamise seirevõrgu tuumikuks on reaalselt toimiv 10 automaatjaamast koosnev gammakiirguse mõõtevõrk. Kõik automaatjaamad registreerivad üldise gammakiirguse taset kasutades mõõtedetektorina GM andureid. Lisaks sellele

mõõdetakse seitsmes jaamas NaI detektoriga gammakiirguse koguspekter ja leitakse erinevad doosikomponendid. Viimastest tähtsaim on tehislikest radionukliididest põhjustatud komponent, mida võrreldakse etteantud alarmitasemega. Alarmitaset ületava kiirgusvälja puhul edastavad jaamad automaatselt teate valveteenistusele, kes 10-15 minuti jooksul analüüsib saadud informatsiooni ja vajadusel annab häire Päästeameti Kriisireguleerimiskeskusele.

Mõõdetakse avatud maastikul 1-3 meetri kõrgusel maapinnast. Gammakiirguse looduslik varieeruvus kuni 300 nSv/h, tase kaitsemeetmete rakendamiseks (hetkeväärtustena) üle 1000 nSv/h.

7. Kaugseire

7.1. Kaugseire liigid ja platvormid

7.1.1. Kaugseire võimalused ja liigid

Nagu öeldud peatükis 2, mõistame kaugseire all objekti uurimist kiirguse abil. Täpsustuseks tuleb öelda, et kuigi maateadustes enam levinud määratlus kitsendab kaugseiret elektromagnetkiirguse ja ülalt vaatlemisega, on atmosfääri seiramisel kasutusel ka helilained (tinglikult võib nimetada kiirguseks) ja vaatlus maapinnalt.

Kiirguse allika järgi jaotatakse elektromagnetiline kaugseire passiivseks kaugseireks, mille puhul jälgitakse objektilt lähtuvat kiirgust või sellelt peegeldunud päikesekiirgust ja aktiivseks kaugseireks, kus uuritakse spetsiaalselt tekitatud kiirgussignaali peegeldumist objektilt.

Passiivse kaugseire süsteemid jagunevad omakorda niisugusteks, mis detekteerivad päikesekiirgust (ultraviolett-, nähtavas ja lähedases infrapunases piirkonnas) ja niisuguseks, mis detekteerivad maise objekti poolt kiiratud kiirgust. Selle maksimum on infrapunases piirkonnas 10 μm lainepikkuse ümbruses, kuid mõõdetava tugevusega signaal ulatub ka raadiokiirguse (mikrolaine) diapasooni.

Aktiivse kaugseire süsteemides saab põhimõtteliselt kasutada mistahes kiirgusdiapasooni, kuid maa- ja veepinna seires kosmosest tuleb arvestada atmosfääri läbipaistvusega. Üks läbipaistvuspiirkond (nn. atmosfääriaken) on nähtavas ja lähisinfra-punases diapasoonis, u. 0,3 – 10 μm (sisaldab mitmeid läbipaistmatuid spektriribasid), teine mikrolainepiirkonnas, lainepikkustel mõnest millimeetrist mõne meetrini. Atmosfääri ülakihte saab kosmosest seirata ka läbipaistmatutes spektripiirkondades, siis on eeliseks aluspinna segava mõju puudumine.

Informatsioon, mida saame objekti kohta kaugseire meetoditega, on tegelikult üsnagi piiratud. Passiivne kaugseire annab meile teada ainult seda, kui palju kiirgust objektilt saabub. Aktiivne kaugseire võimaldab lisaks veel määrata, kui kiiresti kiirgus saabus (saatjast kiirgumise ja vastuvõtja neeldumise ajavahe järgi) ja kiirguse Doppleri nihet (seega objekti ja vastuvõtja suhtelist kiirust). Passiivne seire soojuskiirguse (kauge infrapunane ja mikrolainekiirgus) piirkonnas võimaldab määrata teatud kombinatsiooni objekti temperatuurist ja kiirgusvõimest. Kogu spektri ulatuses musta keha kiirgus, mis iseeneset on väga suur idealisatsioon, avaldub Plancki jaotuse järgi (vt. ka joonis 7.1):

$$W(\omega) = \frac{\hbar}{\pi^2 c^3} \cdot \frac{\omega^3}{e^{\hbar\omega/kT} - 1} \quad (7.1)$$

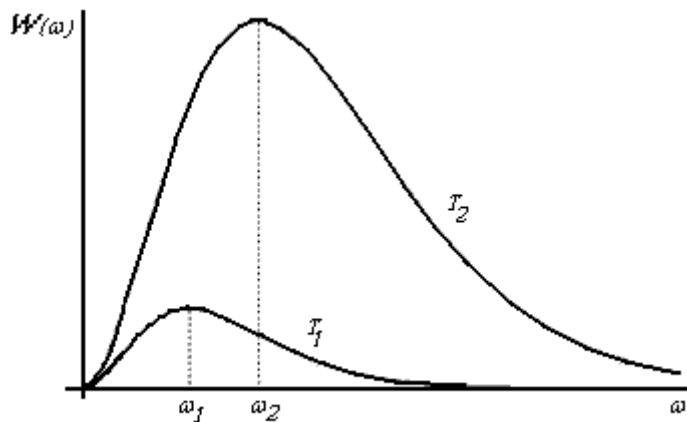
kus $\hbar = 1,05 \cdot 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s}$ on Plancki konstant, $k = 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$ on Boltzmanni konstant, T temperatuur (kelvinites) ja ringsagedus $\omega = 2\pi\nu$, kus ν on kiirguse sagedus. Mitte absoluutselt musta (st. iga reaalse) keha korral on vastav jaotus $W'(\omega) = \alpha(\omega) \cdot W(\omega)$, kus $\alpha(\omega) < 1$ on keha kiirgamisvõime antud lainepikkusel. Kuna keha kiirgamisvõime võrdub tema neelamisvõimega, siis $1 - \alpha(\omega)$ on keha spektraalne albeedo.

Passiivne seire päikesekiirguse piirkonnas ja aktiivne seire kõigis piirkondades võimaldab määrata objekti peegeldamisvõime selles piirkonnas. Infot saab mitmekesistada, tehes mõõtmisi eri spektripiirkondades ja eri aegadel.

Arvestades kiirguse lainepikkuse ja sageduse vahelist seost

$$\frac{\lambda\omega}{2\pi} \equiv \lambda\nu = c \quad (7.2)$$

kus λ on lainepikkus, ν sagedus ja c valguse kiirus (vaakumis ja suure täpsusega ka õhus u. $3 \cdot 10^8$ m/s), saame joonisel 7.1. toodud energiaspektri teisendada lainepikkuste skaalasse.

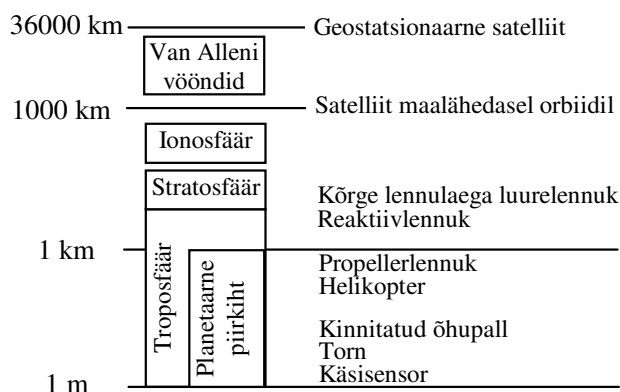


Joonis 7.1. Kiirusenergia spektraaltiheduse $W(\omega)$ sõltuvus kiirguse nurksagedusest ω kahel erineval temperatuuril $T_2 > T_1$.

7.1.2. Erinevad seireplatvormid.

Platvorm (*platform*) tähendab alust või kandurit, millele seireaparatuur on monteeritud. Põhilised platvormid ülalt alla seiramiseks on lennuk (või helikopter) ja satelliit, millel peatume järgmistes alapunktides lähemalt. Lisaks sellele kasutatakse vähesel määral torne, õhupalle, mudellennukeid ja tuulelohesid. Juhitav liikumine on oluline eelis platvormi valikul enamiku kaugseireülesannete puhul.

Kuna kõrgemalt vaadates on sama vaatenurga korral korraga nähtav ala suurem ja detailsus vastavalt väiksem, siis platvormi valik sõltub tugevalt sellest, mida ja kui detailselt tahetakse seirata. Ülevaade eri platvormidest ja nende vaatekõrgustest on toodud joonisel 7.2.



Joonis 7.2. Erinevad kaugseireplatvormid ja nende tüüpilised kõrgused maapinnast. Van Alleni vööndid – vööndid, milles Päikese korpuskulaarkiirgusest ja Maa magnetväljast tingituna liiguvad laetud osakesed. See ei ole satelliitidele sobiv keskkond.

7.1.3. Kaugseire lennukilt ja helikopterilt

Seda platvormi iseloomustavad järgmised näitajad:

- võib kanda aparatuuri mõnekümnest kilogrammist kuni mitme tonnini;

- lennukõrgus mõnekümnest meetrist paarikümne kilomeetrini;
- lennukiirus nullist (helikopter paigallennul) kuni mitmesaja meetrini sekundis (ülehelikiirusega lennuk);
- väga paindlikud võimalused valida lennumarsruuti ja lennuaega.

Atmosfäärilennul tehtava kaugseire puudused on:

- lühike lennukestus (mõni tund), mistõttu on raske saada pidevat pikaajalist vaatlusrida;
- võrreldes kosmoseseirega väiksem geograafiline ulatus, muidugi ka suurem detailsus;
- atmosfääri liikumiste tõttu keeruline määrata täpset asukohta ja asendit (vaatekiire suunda).

Sensori täpset asukohta saab määrata, kasutades globaalset positsioneerimissüsteemi (*Global Positioning System, GPS*) või kontrollpunkte maapinnal (*ground control points, GCPs*), sageli omavahel kombineerituna. Kontrollpunktid võivad olla kas hästi identifitseeritavad objektid maapinnal (näiteks teede ristmikud) või spetsiaalselt maastikule paigutatud esemed.

Atmosfääri turbulentsist tingitud lennuki kõikumine kõigis kolmes tasapinnas (küljelt küljele, ette-taha, lennusuuna lühiajalised hälbed) põhjustavad moonutusi pildi kujus võrreldes ideaalse horisontaallennuga. Kaasaegsetes seiresüsteemides detekteeritakse neid kõrvalekaldeid ja vähemalt osaliselt korrigeeritakse arvutuslikult.

7.1.3. Satelliidid

Satelliidilt tehtava seire ruumiline ulatus on palju suurem kui lennukilt ja keskkonna mõjud palju väiksemad (hõredad gaasid, päikesetuul), kuid lennutrajektor (orbiit) rangelt kindlaks määratud. Lennu ajal saab seda korrigeerida vaid väikeses ulatuses, sõltuvalt sellele, kui palju on selleks kütust.

Kõigepealt tuleb satelliit orbiidile saata. Vastavalt impulsi jäävuse seadusele saab rakett kogu kütuse põlemisel kiiruse

$$\Delta v = u \ln \frac{M_i}{M_i - M_f} \quad (7.3)$$

kus M_i on raketi algne kogumass, M_f kütuse mass ja u väljuvate gaaside kiirus. Selleks, et satelliit jõuaks maapinnast kõrgusele $R_E - R$, tuleb talle anda vertikaalne kiirus Δv_1 :

$$\Delta v_1^2 = 2GM \left(\frac{1}{R_E} - \frac{1}{R} \right) \quad (7.4)$$

kus $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2/\text{kg}^2$ on gravitatsioonikonstant ja $M = 5,98 \cdot 10^{24} \text{ kg}$ Maa mass. Näiteks satelliidi saatmiseks 800 km kõrgusele maapinnast (siis $R_E = 7200 \text{ km}$, sest Maa raadius $R = 6400 \text{ km}$) tuleb talle anda kiirus $\Delta v_1 = 3,7 \text{ km/s}$.

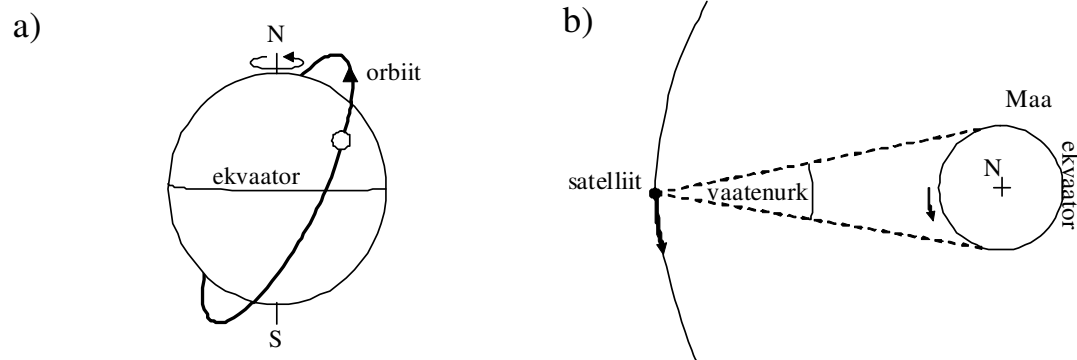
Selleks, et satelliit jääks orbiidile, tuleb talle lisaks anda tangentsiaalkiirus (maa pinna puutuja sihiline kiirus)

$$\Delta v_2^2 = \frac{GM}{R_E} \quad (7.5)$$

Samal orbiidil saame valemist (7.5) $\Delta v_2 = 7,5 \text{ km/s}$. Seega on vajalik kiiruse juurdekasv kokku 11,2 km/s. Kirjeldatud “täisnurkne” viis tehiskaaslase orbiidile viimiseks on väga ebaökoonoomne ja praktikas ei kasuta seda keegi. Kui rakett suunata nii, et vertikaalstart läheb sujuvalt üle lennuks orbiidil, siis Maa pöörlemist arvestamata piisab kogukiirusest 8,4 m/s. Kui rakett lasta üles ekvaatorilt Maa

pöörlemise suunas, siis on vaja kiirust “vaid” 7,9 m/s, sest Maa aitab kaasa pinna tangentsiaalkiirusega 0,5 km/s. Siiski, kuna gaaside väljumiskiirus raketi düüsidest on umbes 2,4 km/s, siis vastavalt valemile (7.3) peab orbiidile jõudmiseks ja jäämiseks olema 96% raketi massist kütus. Kuna paratamatult osa massist moodustavad raketimootor, kest jm. vajalikud detailid ja lisaks peab rakett ületama õhutakistuse, siis on üheastmelise raketiga väga raske midagi orbiidile viia. Praktikas kasutatakse selleks kolme- või neljaastmelist raketti, millest igal astmel on oma mootor ja kütusevaru. Iga aste eraldub kütuse ammendumisel ja tööle hakkab järgmine (väiksem) aste. Nii vabanetakse ülearuseks muutunud massist.

Maalähedane orbiit (*low Earth orbit, LEO*) on ligikaudu ringikujuline. Nagu nägime, on kõige odavam viia satelliit ekvatoriaalsele orbiidile, kuid siis “näeb” see igal ringil ainult ekvatoriaalalasid ja kaugemal asuvad piirkonnad jäävad katmata. Kui satelliit viia polaarsele orbiidile (orbiidi tasand risti ekvatoriaaltasandiga), siis iga umbes pooleteisttunnise tiiru järel on Maa pöörlemise tõttu aluspind vahetunud ja satelliit skaneerib uut ala. Sõltuvalt vaatenurgast skaneerib niisugune satelliit mingi aja jooksul kogu Maa pinna. Enamik Maa pinna seiramiseks mõeldud satelliite liiguvad lähispolaarsetel (ekvatoriaaltasandiga suure nurga all) orbiitidel (Joonis 7.3 a). Maalähedase orbiidi kaugus maapinnast on tavaliselt 500 – 2000 kilomeetrit. Väiksemal kõrgusel piirab pikaajalist lendu õhutakistus (siiski on lühiealisi suure lahutusega luuresatelliite, mis lendavad madalamal), kõrgemal teevad töö raskeks Van Alleni vööndid (laetud osakesed).



Joonis 7.3. a) satelliit maalähedasel lähispolaarsel orbiidil. b) satelliit geostatsionaarsel orbiidil.

Geostatsionaarne orbiit on teine rohkesti kasutatav orbiit seiresatelliitide jaoks. 42 170 km ehk 6,6 Maa raadiuse kaugusel Maa keskpunktist (35 800 km pinnast) ringorbiidil liikuv satelliit tiirleb sama nurkkiirusega ümber Maa kui Maa pöörleb ümber oma telje. Seega, kui satelliit liigub põhjapooluselt vaadates vastupäeva, siis jääb ta koguaeg sama punkti kohale maapinnal. Kaugus maapinnast on kümneid kordi suurem kui maalähedasel orbiidil ja lahutusvõime vastavalt väiksem, kuid see-eest mahub vaatevälja üsna suur osa poolkerast: teoreetiline vaatevälja poollaius Maa kumerust arvestades on 81° , kvantitatiivseks analüüsiks kõlblik on 55° ja kvalitatiivseks 65° . Geostatsionaarsel orbiidil tiirlevad näiteks meteoroloogiliste andmete kogumiseks mõeldud METEOSAT (USA) ja EUMETSAT (Euroopa). Nagu eelnevast nähtub, on Eesti vaatluskõlbliku ala piiril (põhjalahius $57 - 59^\circ$). Suureks eeliseks on see, et mitme satelliidi olemasolul geostatsionaarsel orbiidil saab jälgida suuremat osa Maast pidevalt, mis on väga oluline suhteliselt kiirete meteoroloogiliste protsesside vaatlemisel.

Kahjuks ei saa geostatsionaarsel orbiidil tiirleva satelliidi abil jälgida polaaralasid. Üks võimalus seda puudust osaliselt kompenseerida on nn. *Molnia orbiit* (nõukogude sidesatelliidi “Molnia” järgi), mis on tugevalt ekstsentriline. “Molnia” puhul apogee (Maast kaugeim punkt) on 42 000 km kaugusel Maa keskmest, perigee (lähim punkt) aga 6900 km (seega ainult 500 km Maa pinnast). Niisugune satelliit veedab suurema osa ajast apogee lähedal ja tema nurkkiirus valitud suurel laiuskraadil asuva punkti suhtes on sel ajal väike. Pideva kvaliteetse vaatlusrea saamiseks piisab kolmest niisugusest satelliidist. Siiani ei ole sellist orbiiti kaugseires kasutatud, kuid potentsiaali oleks.

7.1.3. Maapind.

Atmosfääri kaugseires on palju kasu maapinnal paiknevatest ja “üles vaatavatest” sensoritest. Siin on üks kokkupuutepunkt, kus kaug- ja kontaktseire on teineteisest raskesti eristatavad: kaugseirega sarnaneb ka atmosfääri läbipaistvuse ja pilvede kõrguse optiline mõõtmine, kuid puudub kaugseirele iseloomulik ruumiline haare. Teiselt poolt kuuluvad ilmaradariga maapinnalt pilvede tiheduse ja sealtkaudu sajuhulkade mõõtmine ja sodariga (heliradariga) planetaarse piirkihi turbulentsi sondeerimine pigem kaugseire valdkonda. Mõlemad on aktiivsed kaugseiremeetodid.

7.2. Optiline kaugseire nähtavas ja infrapunases diapsoonis

7.2.1. Detektorid

Optilise kiirguse detektorid jagunevad fotograafilisteks (töötavad nähtavas, ultravioletses ja lähis-infrapunases piirkonnas) ja elektro-optilisteks, mis omakorda jaotatakse lainepikkuste diapsooni järgi nähtava ja lähis-infrapunase kiirguse ehk VIR (= Visible and near-InfraRed) detektoriteks ja soojusliku infrapunase ehk TIR (= Thermal InfraRed) detektoriteks. Viimase kahe füüsikalised printsiibid osaliselt kattuvad.

Fotograafilist meetodit on kasutatud peamiselt seireks lennukilt, sest fotomaterjali ilmutamiseks on vaja tuua see laborisse. Tüüpiline aerofotoaparaat kasutab filmi laiusega 230 mm ja ruumilise lahutusega u. 50 punkti millimeetril, filmirullis on tavaliselt 500 – 1000 kaadrit. Tavaline nn. pankromaatiline film on tundlik valgusele lainepikkusega alla 720 nm. Alumise piiri seab lääts, mis tavalise klaasi korral laseb läbi valgust alates 350 nm ja kvartsklaasi korral alates 300 nm. Lähis-infrapunase kiirguse jaoks saab filmi ülemise tundlikkuspiiri tõsta 900 nanomeetrini. Kasutatakse mustvalgeid filme, värvifilme ja värevärvides filme infrapunakiirguse jaoks. Tänapäeval on fotomaterjalid kaugseires kasutuselt kadumas, tehes ruumi lahutusvõimes järele jõudnud CCD-vastuvõtjatele.

Fotokordisti on väga tundlik ja kiiretoimeline (u. 1 ns) mõõteriist. Tema puudused on tundlikkus mehhaanilistele vigastustele, suured mõõtmed (seega ei sobi paljudest elementidest koosnevate maatriksite moodustamiseks) ja kõrge tööpinge (1 kV).

Fotodiod on diod, millele rakendatud pinge toimetab tekib vooluimpulss, kui selles neeldub footon. Pidev valgus annab tulemuseks pideva voolu, mis sõltub valguse tugevusest. Fotodiod on fotokordistist väiksemate mõõtetega, põrutuskindlam ja madalama tööpingega, seega kaugseires kõlblikum.

Kujutise saamiseks tuleb kas moodustada maatriks üksikutest valgustundlikest elementidest (näiteks fotodiodid) või skaneerida ühe elemendiga üle vaatevälja. Maatriksi moodustamiseks kasutatakse enim CCD (*charge-coupled device*) vastuvõtjaid, mis on fotodiodist veel kompaktsemad. See on pooljuhtseade, mis koosneb paljudest (tänapäeval tuhandetest) ühesugustest elementidest järjestikühenduses. Igas elemendis tekkivad valguse toimetab laengud, mis säilivad.

Need laenguid saab sobiva pingevalikuga liigutada ühest elemendist teise kuni ahela otsani, kus need “loetakse”. Saab koostada maatrikseid, milles on umbes miljoneid elemente, igäühe mõõtmised mikromeetrite suurusjärgus, seega kogu maatriksi lineaarmõõtmised mõned sentimeetrid. Tavaelus on CCD-maatriksid enim tuntud digitaalkaamerates.

Termiline infrapunane (Maa soojuskiirguse) piirkond ehk TIR (*thermal infrared*) on lainepikkuste vahemikus 3 – 15 μm , millele vastavad footoni energiad 0,1 – 0,4 eV. Enim levinud pooljuhtmaterjalid (Ge, In, Sb jt.) on tundlikud energiatele üle 1 eV. Seetõttu kasutatakse TIR-sensorites eksootilisemaid materjale nagu näiteks $\text{Hg}_{0,2}\text{Cd}_{0,8}\text{Te}$ (ehk MCT, murdarvulised indeksid tähistavad aatomite esinemise proportsioone kristallvõres). Et sensori enda tekitatud soojuslikud footonid ei varjutaks signaali, tuleb see jahutada vedela lämmastiku (77 K) või vedela heeliumi (30 K) temperatuurini.

TIR-sensorites kasutatakse ka termistorbolomeetri põhimõtet – see on pooljuht, mille takistus sõltub temperatuurist, mida mõjutab pealelangev infrapunakiirgus. Kui on vaja mõõta kiirgust lainepikkusega üle 15 μm , siis kasutatakse termopaari.

7.2.2. Kujutise saamine

Kahemõõtmelise maatriksi (näiteks CCD-maatriksi) korral salvestatakse kogu kujutis eelistatult korraga. Kui aga elemendid ei reageeri küllalt kiiresti võrreldes seireplatvormi liikumiskiirusega, siis kasutatakse moonutuste vältimiseks nn. *step-staring imaging* meetodit: detektor jälgib teatud aja kindlat ala maastikul, siis järsult vahetatakse kaadrit.

Ühemõõtmelise detektori (valgustundlike elementide rea) korral peab liikuv süsteem skaneerima üle vaatevälja laiuse (*push-broom imaging*), nullmõõtmelise (st. ühest elemendist koosneva) detektori puhul aga üle nii laiuse kui pikkuse (*whisk-broom imaging*). Tavaliselt saavutatakse see võnkuva või pöörleva peegli abil, mis skaneerib hetkelist vaatevälja (IFOV = *instantaneous field of view*).

7.2.3. Optilise kaugseire rakendused

VIR-piirkonnas (*visual infrared* – nähtav infrapunane) on põhiliseks rakenduseks aluspinna kaardistamine: veekogud (sh üleujutused, ka madalate veekogude sügavus), vulkaanid, lumi ja jää, metsad, linnastunud alad, geomorfoloogia. Suur valdkond on taimkatte kaugseire: peegelduvuse järgi eri spektripiirkondades saab selgitada taimkatte seisundit, mis võimaldab hinnata bioproduksiooni. Mere fütoplanktoni hulka saab mõõta valguse peegeldumise põhjal klorofüllide neeldumisisribas (500 – 600 nm). VIR-piltidelt saab mõõta pilvede hulka, tüüpi ja kõrgust. Pilvede liikumise järgi saab hinnata tuule kiirust.

TIR-piirkonnas saadud kujutistelt saab määrata kõike, mis väljendub maa- vee või pilvepinna soojuses. Objekti heleduse kujundavad kolm suurust:

- objekti temperatuur;
- kiirgusvõime (*emissivity*, keha erinevus absoluutselt mustast kehast ehk “hallus” selles lainepiirkonnas);
- muutused kiirguses atmosfääri läbimisel.

Laias laastus jagunevad rakendused looduslike ja inimtekkeliste soojusallikate mõõtmiseks. Viimaste hulka kuuluvad näiteks soojuskaod hoonetest ja elektrijaamade suitsujugade detekteerimine.

Pilvede ülapinna temperatuuri määramine põhineb TIR- ja VIR-kujutiste kombineerimisel: pilve ülapind on VIR-piirkonnas hele ja samas külm (vähene kiirgus TIR-piirkonnas). Seega tuleb leida pinnad, mis vastavad mõlemale tingimusele.

Merepinna temperatuuri saab TIR-piltidelt määrata otseselt, sest vee kiirgavus ($\alpha=0,993$ lainepikkusel $10\ \mu\text{m}$) on püsiv ja hästi teada. Teatav probleem on moonutus atmosfääri läbimisel, mis võib ulatuda $5 - 10$ kelvini. Teiseks tuleb silmas pidada, et kuna soojuslik infrapunakiirgus neeldub kõigest $0,02$ -millimeetrises veekihi, siis ei ole nii mõõdetud temperatuur sama, mis termomeetriga kasvõi mõnesentimeetrise pinnakihi mõõdetu. Põhjuseks on kiirguslik soojenemine ja jahtumine aurustumise tõttu.

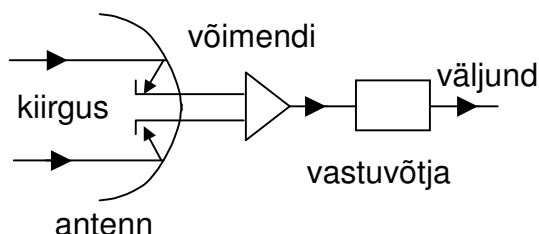
TIR-kiirguse mõõtmine võimaldab hinnata aluspinna kivimite koosseisu pinna termilise inertsi põhjal: öö ja päeva vaheldumisel sõltub temperatuuriamplituud aluspinna soojusjuhtivusest, mis võimaldab eristada erinevaid kivimeid, aga ka näiteks taimkatte mõjusid.

7.3. Seire mikrolainediapasoonis

7.3.1. Passiivne mikrolaineseire

Maa soojuskiirguse energiamaksimum on soojuslikus infrapunases piirkonnas, kuid energiat on mõõdetaval hulgal ka veel mikrolainepiirkonnas (sagedus $5 - 100\ \text{GHz}$, lainepikkus vastavalt valemile (7.2) on $0,3 - 6\ \text{cm}$) – see on ligikaudu sama laineala, millel töötavad mobiiltelefonid. Passiivne mikrolaineradiomeeter on mõõteriist, mis mõõdab kiirgust selles spektrivahemikus. Sellise kiirguse footonite energia on vaid mõni μeV , mistõttu nad ei tekita elektron-auk paare pooljuhtides. Neid saab detekteerida metallist antenniga, milles hakkavad vahelduvvälja mõjul liikuma vabad elektronid.

Vastuvõtja põhimõtteskeem on toodud joonisel 7.4. Antenn on tavaliselt paraboolse kujuga, mis koondab pealelangevad paralleelsed kiired vastuvõtjasse.



Joonis 7.4. Passiivse mikrolaine radiomeetri põhimõtteskeem.

Põhimõttelise piirangu radiomeetri ruumilisele lahutusvõimele seab antenni suurus. Väikseim eristatav pildiosa lainete difraktsiooni tõttu on λ/D , kus D on anteeni läbimõõt. Erinevalt optilisest piirkonnast (kus D on lääts või peegli läbimõõt), on see asjaolu mikrolainealas kriitiline. Kui satelliidi orbiit on maapinnast $800\ \text{m}$ kõrgusel, vastuvõetav sagedus $10\ \text{GHz}$ (lainepikkus seega $3\ \text{cm}$) ja antenni läbimõõt $1\ \text{m}$, siis on lahutusvõime maapinnal (jälg e. *footprint*, sisuliselt sama mis IFOV, p. 7.2.2) umbes $20\ \text{km}$. Nii suurtest vastuvõtjatest muidugi maatriksit moodustada ei saa. Selleks, et katta suuri alasid (suurusjärgus 1000×1000 kilomeetrit), skaneeritakse vaatevälja liikuva antenniga.

Mikrolaineradiomeetri tundlikkus kiirgusele sõltub temperatuurist. Kui kiirguse allikas ja vastuvõtja on samal temperatuuril, siis antenni omamüra on signaalist

tugevam (nn. müratemperatuur on reaalse antenni puhul tema tegelikust temperatuurist 1,2 – 2 korda kõrgem) ja detekteerimine peaaegu võimatu. Kosmoses paikneva antenni temperatuur on mõne kelvini suurusjärgus (reliktkiirgus), kui ta paikneb otsese päikesekiirguse eest varjus. Signaali-müra suhet saab parandada ajalise keskmistamisega. Nn. antennitemperatuuri T (tegelikult antenni saabuva signaali temperatuur ehk signaali allika temperatuur musta keha eeldusel) väikseim detekteeritav muut ΔT avaldub

$$\Delta T \approx \frac{T_{\text{sys}}}{\sqrt{\Delta t \Delta f}} \quad (7.6)$$

kus T_{sys} on müra temperatuur, Δf on vastuvõtja poolt detekteeritavate sageduste vahemik ja Δt keskmistamise ajavahemik.

Passiivse mikrolainerediomeetria põhiline rakendus on merepinna temperatuuri määramine. Erinevalt soojuslikust infrapunakiirgusest neeldub mikrolainekiirgus alles umbes 1 cm paksuses vee pinnakihi. See võimaldab määrata tõelist veetemperatuuri pinnakihi täpsusega umbes 1 K.

Teiseks saab mõõta veepinna karedust (veidi lihtsustatult öeldes: lainekõrgust) kiirguse polarisatsiooni põhjal. Karedusest omakorda saab hinnata tuule tugevust, mille mõõtmise täpsus sel meetodil on umbes ± 2 m/s. Kuna jää kiirgamisvõime sagedustel alla 30 GHz on palju suurem kui vee oma, siis saab heleduse järgi mikrolainealas eristada jääd ja vaba vett. Veelgi enam, erinev kiirgamisvõime on ka erineva vanusega merejää. l.

Passiivse mikrolaineradiomeetri kasutamine maapinna seires on piiratud tema madala lahutusvõimega. Lootusi annavad katsetused mullaniiskuse ja lume paksuse (kuni 0,2 m) määramiseks lennukil paikneva radiomeetriga.

7.3.2. Radarseire

Radar (*RA*diation *D*etection *A*nd *R*anging) on kaugseire mõõteriist, mis kasutab kiiratud raadioalainete tagasipeegeldumist uuritavalt objektilt. Praktikas kasutatavad radarid on enamasti monostaatitlised, st. raadiolainete saatja on ühtlasi ka vastuvõtja (vastand: bistaatiline – saatja ja vastuvõtja on eraldi).

Kiirguse võimsust P_r , mille radar pindalalt A vastu võtab, kirjeldab radarivõrrand:

$$P_r = \frac{\lambda^2 \eta D^2 P_t}{(4\pi)^3 R^4} \sigma^0 A \quad (7.7)$$

kus P_t on radari võimsus, R on objekti kaugus radariantennist, λ kiirguse lainepikkus ja η antenni efektiivsus ehk sisuliselt kasutegur (kiirgusvõimsus/elektriline võimsus), mis on antenni oomilise takistuse tõttu ühest väiksem. D on antenni suunatus (*directivity*), mis näiteb, kui palju kordi on kiirguse võimsustihedus tugevaima kiirguse suunas suurem kui keskmiselt üle sfääri (täiesti isotroopse kiirguse korral on see 1). σ^0 on tagasihajumiskoefitsient:

$$\sigma^0 = 4\pi \frac{L}{E} \cos^2 \theta_0 \quad (7.8)$$

kus E on pealelangeva ja L peegeldunud kiirguse energeetiline heledus (*radiance*) ja θ_0 kiirguse langemise seniitnurk. Suurus, mis kannab endas informatsiooni aluspinna kohta on L valemis (7.8), mis üldjuhul sõltub nii kiirguse langemise seniitnurgast θ_0 kui ka asimuutnurgast φ . Saab eristada σ^0 kiirguse erinevate polarisatsioonitasandite jaoks, mis annab täiendavat informatsiooni objekti kohta.

Mikrolaineskateromeetria (*microwave scatterometry*) on meetod σ^0 määramiseks, mis ei eelda signaali põhjal kujutise (radaripildi) loomist. Varieerides seniitnurka θ_0 ja

uurides σ^0 sõltuvust, saame rohkem teavet aluspinnal omaduste kohta. Seda saab teha kolmel erineval moel:

- platvormi (lennuki või satelliidi) liikumisel jälgib radar uuritavat piirkonda eri seniitnurkade alt;
- radari vaatenurk on küllalt lai, et eristada eri nurkade alt peegelduvat kiirgust doppleri nihke (lainepikkuse muutus lennukiiruse kiiresuunalise komponendi tõttu) erinevuse järgi – saame kiirguse eri seniitnurkade alt samal hetkel;
- skaneeritakse ala eri suundades saadetavate kiirgusimpulssidega – see ei eelda platvormi liikumist.

Mikrolaineskateromeetria võimaldab määrata merepinnalt hajumise järgi nii tuule kiirust kui suunda, sest merelainetel on kalduvus orienteeruda tuule suunaga risti, kusjuures pealetuult suunal on tagasihajumine veidi tugevam. Mikrolaineskateromeetria on kasutusel ka geoloogilisel, mullaniiskuse, kareduse ja taimestiku kaugseires.

Radaripildi loomine aluspinnast (*imaging radar*) seisneb tugevalt suunatud (seda võimaldab kiire suunas pikk antenn) kiirega skaneerimises üle teatud aluspinnalosa lühikeste kiirgusimpulsside kaupa. Nii on võimalik saada lennukil või helikopteril paikneva radariga lahutusvõime 10 m või isegi vähem aluspinnal, kosmoses paikneva radari korral on see oluliselt kehvem. Mõningal määral annab tulemust parandada keeruka pilditöötlusega.

7.3.3. Ilmaradar

Ilmaradar on radar ilmastikunähtuste, peamiselt pilvede ja sademete, detekteerimiseks. Ilmaradarid paiknevad maal ja skaneerivad atmosfääri. Peegeldava objekti kaugust r mõõdetakse lühikeste impulsside tagasipeegeldumise aja ehk hilinemisaja (*delay time*) t_d järgi:

$$r = \frac{t_d c}{2} \quad (7.9)$$

Vastavalt valemile (7.9) on ruumiline lahutusvõime kauguse suunas määratud impulsi pikkusega Δt_d , mis on tüüpiliselt umbes 1 μ s, millele vastab lahutusvõime $\Delta r = 300$ m. Tüüpilised impulsi kordamise sagedused (PRF) on 1000 Hz, mis võimaldab üheselt identifitseerida impulsse, mis on peegeldunud kuni 150 km kauguselt – kaugemalt peegeldunud impulsid tunduvad nõrkade lähedaste peegeldustena, sest kattuvad juba järgmise impulsi peegeldusega kauguselt $r-150$ km. Kaasaegsetes ilmaradarites kodeeritakse üksteisele järgnevad impulsid erinevalt, mis võimaldab neid omavahel eristada ja niimoodi laiendada mõõteraadiust ja samas vältida nõrkade signaalide valesti identifitseerimist.

Radarivõrrandist (7.7), mis on kohandatud ilmaradari juhule, saame arvutada peegeldava objekti peegeldusvõime (*reflectivity*) Z :

$$Z = C_r r^2 L_{atm}^2 P_r \quad (7.10)$$

kus L_{atm} on nõrgenemine atmosfääris enne vaadeldavat objekti (see on määratav mõõtmisest) ja C_r koefitsient, mis stabiilse süsteemi ja sarnase objekti korral on konstant. Suuruse Z mõõtühikuks on traditsiooniliselt mm^6/m^3 , see on kõikide hüdrometeoride (vesi, jääkristallid) teatav efektiivne ruumala ühes kuupmeetris õhus. Koefitsient C_r on veetilgade ja jääkristallide puhul erinev – sama mõõtesüsteemi korral annavad veetilgad umbes 4,6 korda tugevama signaali.

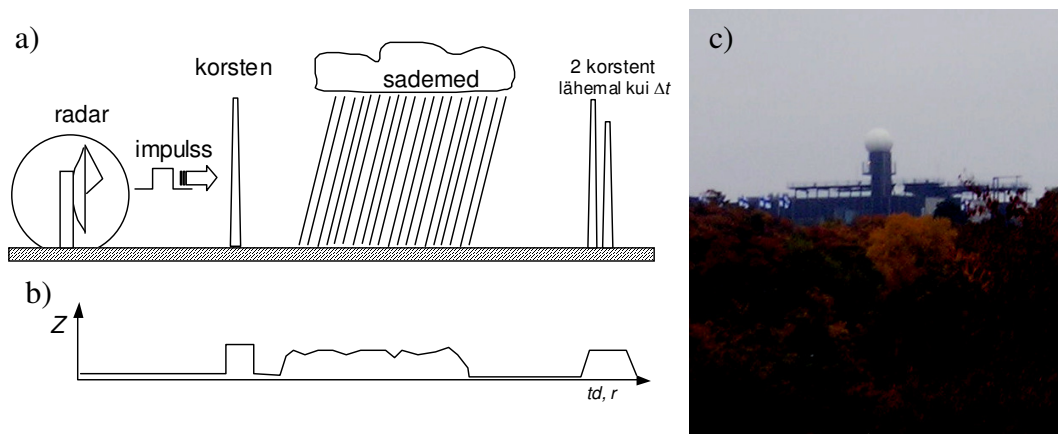
Ilmaradari signaal ei ole mitte impulsi tagasipeegeldumine ühelt kompaktselt pinnalt, nagu see on aluspinnal seires, vaid hajumine pidevas keskkonnas, põhimõtteliselt kogu

teekonna vältel (joonis 7.5). Lühike impulss annab palju pikema “kaja”, mille struktuur peegeldab atmosfääri seisundit ja takistusi kiire teel.

Kuna Z varieerub sõltuvalt pilve või saju tihedusest väga palju, kasutatakse logaritmilist skaalat, mis sarnaneb helivaljuse detsibellskaalaga (p. 3.4):

$$dBZ = 10 \log Z \quad (7.11)$$

Kus Z on eespool mainitud ühikutes (mm^6/m^3).



Joonis 7.5. a) Ilmaradari vaatekiir maastikul. b) Vastav tagasipeegeldunud signaali graafik. c) Ilmaradar Helsingi Ülikooli füüsikakorpuse katusel (autori foto) – kaitseks välistingimuste eest ümbritsetakse see plastikust kupliga.

Skaneerides ilmaradari kiirega üle täisringi, saab mõõta sademeid umbes 200 km raadiuses ümber radari asukoha ja esitada see kaardina. Põhimõttelise piiri paneb maa kumerus: radarikiir väljub troposfäärist.

Eestis on kaks EMHI-le kuuluvat ilmaradarit: Tallinna lähedal Harkus ja Viljandimaal Sürgaveres. Nende radaripildid on lähireaalajas vaaadatavad: <http://www.emhi.ee/>, vt. ilmavaatlused → radar.

7.4. Lidarseire

Lidar (*Light Detection And Ranging*) on valguskiire tagasipeegeldumisel põhinev aktiivse kaugseire meetod, seega radari optiline analoog.

7.4.1. Laseraltimeetria

Laseraltimeetria (inglise keeles ka *laser profiling*) on lidari lihtsaim rakendus. Ülal paiknev laser saadab lühikesi valgusimpulsse alla, mis peegelduvad aluspinnalt. Peegeldumise aja ja valguse kiiruse järgi saab leida aluspinna kauguse seireplatvormist (lennuk, satelliit). Seireplatvormi liikumisel registreerib lidar aluspinna profiili. Impulsi pikkus on 1 nanosekundi suurusjärgus, mida võimaldab näiteks galliumarseniid-pooljuhtlaser (töötab lainepikkusel 900 nm) või nn. Nd:YAG-pooljuhtlaser (530 või 1060 nm).

Lidari suurim eelis radari ees on väga peen kiir, mis võimaldab väga suurt ruumilist täpsust aluspinnal, näiteks eristada üksikute puude võrasid (kui need pole metsas täielikult liitunud), üksikuid hooneid, isegi detailselt nende siluette.

7.4.2. Lidari muud rakendused

Tagasihajumislidarit (*backscatter lidar*) kasutatakse tagasihajumiskoeffitsientide mõõtmiseks vertikaalses õhusambas näiteks aerosooli ja pilveosakeste tõttu (põhimõte sarnaneb mõnevõrra ilmaradariga, p. 7.3.3). Horisontaalne lahutusvõime on sama suur kui laseraltimeetril (määratud laserkiire läbimõõduga), kuid vertikaalne lahutusvõime on 10 – 200 meetrit, sest tagasihajunud signaali tuleb üle teatud vahemiku keskmistada, et saada mõõdetava tugevusega väljundsignaal.

Diferentsiaalne neeldumislidar (DIAL= *Differential Adsorption Lidar*) on tagasihajumislidari edasiarendus, milles kasutatakse reguleeritava lainepikkusega laserit ja mõõdetakse tagasihajuva kiirguse spektrit. Nii saab määrata neeldumisjooni atmosfääris, mis iseloomustavad teatud lisandeid. Meetodit kasutatakse sageli mitte kõrgel paiknevalt platvormilt “alla vaatamiseks” vaid horisontaalse kiirega maapinna lähedal. Nii saab määrata saasteainete keskmisi kontsentratsioone mõnekümne- kuni mõnesajameetrisel lõigul maapinnalähedases õhus, mis on linnaõhu seires oluline teave.

Doppleri lidar ehk tuulelidar mõõdab tagasihajunud signaali Doppleri nihet, mis võimaldab määrata tuule kiirust.

7.5. Sodarseire

Sodar (Sonic Detection And Ranging, vt. joonis 7.6) on helilokatsioonil põhinev mõõteriist tuulekiiruste profiili ja turbulentsete keeriste struktuuri mõõtmiseks troposfääri alumistes kihtides ehk piirkihis. Ingliskeelses kirjanduses kasutatakse ka termineid *sounder*, *echosounder*, *acoustic radar*. Rohkem tuntud mõõteriist samal põhimõttel on sonar, mida kasutatakse vees põhjareljeefi uurimiseks, allveelaevade ja uppunud laevade leidmiseks.

Sarnaselt ilmaradariga (p. 7.3.3) mõõdetakse lühikese heliimpulsi (sekundi suurusjärgus) kaja. Üldiselt analüüsitakse nii kaja tugevust kui ka Doppleri nihet (st. sagedust esialgse sageduse suhtes): heli tugevus annab teavet õhu ebahomogeensuste kohta struktuuri kohta, Doppleri nihe aga nende liikumiskiiruse kohta. Sodar annab teavet atmosfääri kohta kuni mõnesaja meetri kõrguseni maapinnast. Kuivas õhus on helilainete sumbumine kiirem kui märjas ja mõõteulatus seega väiksem.

Sodari enimlevinud rakendused on lisandite hajumise uuringud atmosfääris, tuuleenergia ressurside ja heli leviku uuringud, lennukite tekitatud turbulentsi hindamine. Võrreldes turbulentsi mõõtmistega kõrgest tornist või mastist (p. 3.1.6) on sodarimõõtmised tunduvalt odavamad, kuid neil on ka puudusi:

- sodarisignaali segavad tugevad vihmasajud;
- sodarimõõtmised ei anna peenemaid turbulentsi struktuure, sest mõõdetava tugevusega signaali saamiseks tuleb üle suuremate ruumalade keskmistada.

Sodarikiire (heli) tagasihajumist (seega monostaatilise sodariga mõõdetavat signaali) põhjustavad ainult soojuslikud keerised atmosfääris. Tuulest (õhu voolamisest üle kareda aluspinna) põhjustatud keeristel tagasihajumist ei teki. See võib olla sõltuvalt eesmärgist hoopis sodari väga kasulik omadus, mis võimaldab kvantitatiivselt hinnata turbulentsi põhjuseid.

Bistaatilise (saatja ja vastuvõtja eraldi) sodariga saab mõõta nii soojusest kui tuulest põhjustatud turbulentsi, kuid enamik toodetavaid sodareid on monostaatilised odavuse ja lihtsama käsitlemise tõttu.

Sodari signaali segab peegeldumine lähedalasuvatelt puudelt, hoonetelt jne., mis võib olla suurem kui kasulik signaal. Sellise müra vältimiseks peab olema sodar kas avatud maastikul või tuleb need mürad signaali töötlemisel üksikasjalikult arvesse võtta.

Üksikasjalikumat informatsiooni sodarite kohta on veebileheküljel <http://www.sodar.com/>



Joonis 7.6. Sodar (valge) Helsingi Ülikooli Hyytiälä välibaasi laohoone katusel (autori foto).

8. Andmehõive

Selles peatükis tuleb juttu organisatsioonilistest struktuuridest ja tehnilistest lahendustest, mis tagavad seireandmete kättesaadavuse. Kuna eri liiki seireandmete jaoks on palju erinevaid rahvusvahelisi organisatsioone ja andmeformaate, siis ei ole võimalik kõiki üksikasju ammendavalt selgitada. Piirdume kahe näitega: meteoroloogiline seire ja õhuseire.

8.1. Andmehõive meteoroloogilises seires

8.1.1. Eesmärgid

Meteoroloogilise seire iseärasuseks on see, et andmed peavad olema väga kiiresti (lähi-reaalajas) üle maailma kättesaadavad. See vajadus on tingitud kaasaja ilmaprognoosi metoodikast, mis tugineb globaalsetele atmosfäärimudelitele (lähemalt ptk. 9). Tüüpiliselt koordineerib igas riigis nii vaatlusandmete edastamist kui ka koostab prognoose rahvuslik ilmateenitus, kuid ainult ühe riigi (iseegi suurriigi) vaatlusandmed on täiesti ebapiisavad ilma prognoosimiseks selle riigi territooriumil, sest atmosfäär ei tunne riigipiire ja tüüpilise õhumasside liikumise kiiruse (suurusjärg 10 m/s) juures vahetub õhk riigi kohal mõne ööpäevaga.

8.1.1. Maailma Meteoroloogiaorganisatsioon

See on meteoroloogiliste andmete edastamist korraldav ja rahvusvahelisi meteoroloogiaprojekte koordineeriv organisatsioon (*World Meteorological Organisation*, WMO).

WMO eelkäija IMO (Rahvusvaheline Meteoroloogiorganisatsioon) asutati valitsusvälise organisatsioonina 1873. aastal. WMO praegune nimi ja ÜRO spetsialiseeritud agentuurina toimiva valitsustevahelise organisatsiooni staatus pärinevad 1950. aastast. See samm oli tingitud just nimelt numbriliste ilmaprognoosimudelite kasutuselevõtust, mille vältimatuks eeltingimuseks on globaalne andmehõive. Süsteemi toimimiseks ei tohi riigid takistada andmete edastamist. Seetõttu ei piisagi valitsusvälisest organisatsioonist, vaid on vaja valitsustevahelist. WMO peakorter asub Šveitsis Genfis (joonis 8.1).

Maailma Meteoroloogiaorganisatsioon koordineerib mitmeid vaatlusvõrke, mille ühine üldnimetus on Globaalne Vaatlussüsteem (*Global Observing System*, GOS).

Mõõtmisi mapinnal (vt. punkt 3.1) sagedusega kord kolme tunni jooksul või sagedamini tehakse üle mailma umbes 10 000 vaatlusjamas. Neist 4000 jaama kuuluvad Regionaalsesse Sünoptilisse Baasvõrku (RBSNs), mis on jaotatud kuue WMO piirkondliku assotsiatsiooni vahel. Nende jamade andmeid edastatakse globaalselt reaalselt.

Õhu ülakihtide vaatlused (*upper-air observations*). Umbes 1000 vaatlusjaamas üle maailma lastakse välja raadiosonde. Umbes kaks kolmadikku neist jaamadest teevad vaatlusi kaks korda ööpäevas, ülejäänutest suurem osa (nende hulgas Tallinn-Harku) üks kord ööpäevas. Merel teevad raadiosondivaatlusi umbes 15 laeva, suurem osa neist Põhja-Atlandil.

Merevaatlused. Umbes 7000 laeval üle maailma tehakse ligikaudu samu vaatlusi, mis maapealsetes vaatlusjaamades. Neist umbes 40% on korruga merel. Lisaks sellele on maailmamerel umbes 100 kinnitatud ja 1000 triivivat vaatluspoid. Tavavaatlustele lisandub lainekõrguse mõõtmine.

Vaatlused lennukitelt on kiiresti arenenud viimastel aastatel. Praegu edastab õhurõhu, tuule ja temperatuuri andmeid üle mõni tuhat lennukit. Lennukiandmed lisavad eriti palju teavet ülemise troposfääri kohta, aga ka madalamate õhukihtide kohta lennuki õhkutõusul ja maandumisel.

Satelliitvaatlused. 2008. aasta lõpu seisuga oli meteoroloogiliste vaatluste võrgus 13 satelliiti maalähedasel orbiidil ja kuusteist satelliiti geostatsionaarsel orbiidil (sh. varusatelliidid), mis edastavad andmeid WMO võrku. Maalähedaste satelliitide osas on valdavaks USA omad, lisaks kaks Hiina ja üks Euroopa Liidu satelliit. Geostatsionaarsel orbiidil on erinevamat päritolu satelliite: võrdselt neljaga on esindatud USA (NOAA) ja Euroopa Liit (EUMETSAT), peale selle on 3 India, 2 Hiina, 2 Jaapani ja 1 Venemaa satelliit. Lisaks osaleb WMO programmides mitmeid teadusliku uurimise (*Research and Development*) satelliite. Numbrilise modelleerimise areng võimaldab saada järjest rohkem teavet niiskuse ja temperatuuri kohta otse satelliitidelt sadavatest kiirgusandmetest.

Muud vaatlused. GOS sisaldab veel mitmeid vaatlusvõrke: päikesekiirguse mõõtmised (aktinomeetria), äikesedekteerimine, loodete mõõtmised, ilmaradarid. Viimased on lisanud väga palju andmeid sademete ja tuule kohta troposfääris.



Joonis 8.1. Maailma Meteoroloogiaorganisatsiooni (WMO) peakorter Genfis.

8.2. WMO andmeformaadid

Selleks, et operatiivselt edastada ja töödelda andmeid, on olemas rahvusvahelised andmeformaadid, mida kasutavad ja edastavad ilmateenistused ja prognoosikeskused.

8.2.1. BUFR ja CREX

BUFR (*Binary Universal Form for the Representation of meteorological data*) on binaarne formaat meteojaamade vaatlusandmete salvestamiseks. BUFR formaat on isekirjelduv, st. andmeväljade struktuur on kirjeldatud failis endas, mitte eeldatud, et

faili kasutatav tarkvara “teab” täpselt, mis tüüpi andmeid milliselt väljalt leiab. See võimaldab lisada ja eemaldada andmeid ilma programmi iga kord ümber tegemata. Nii on tagatud teatud paindlikkus, mis võimaldab kasutada mõnevõrra erinevaid programme üle maailma pikema aja vältel ilma algandmetega vastuollu sattumata.

CREX (*Character form for the Representation and EXchange of meteorological data*) on ASCII formaat, mille kodeerimise põhimõtted sarnanevad BUFR-ile, kuid mis on inimesele lihtsasti mõistetav.

Näide: CREX sõnum (*message*)

Andmete kirjeldus: 001001 001002 004004 012001 011002 011003

Andmed: 07444 06 154 003 230

Andmete kirjelduses on viis kuuekohalist koodi, millele vastab viis tühikutega eraldatud väärtust andmetes. Koodide seletused on toodud WMO kooditabelis, näiteks:

Kood	Parameetri nimetus	Ühik	Andmevälja laius (positsioone)
01 001	Ploki nr.	-	2
01 002	Jaama nr.	-	3
04 004	Kellaaeg	tund	2
12 001	Temperatuur	0,1 °C	3
11 002	Tuule kiirus	m/s	3
11 003	Tuule suund (asimuutnurk)	kraad	3

Selgub, et tegemist on jaamaga nr. 07444 (selle annab bloki ja jaama number kokku), kellaaeg kell 6, õhutemperatuur 15,4 °C, tuule kiirus 3 m/s ja suund 230 kraadi (umbes edelast). Ühikud on valitud nii, et BUFR-i ja CREX-i andmeväljad koosnevad ainult täisarvudest.

Standardses BUFR-kooditabelis on praegu koodid 38 maal või merel mõõdetava parameetri kohta ja 18 sondpallilt mõõdetava parameetri kohta. Parameetrite lisamisel või eemaldamisel ei ole vaja muuta kodeerivaid/dekodeerivaid programme, vaid ainult koodide andmefaili, mida nad kasutavad. BUFR-formaadi muutusi, mille tõttu on vaja muuta programmi (uus BUFR versioon) on WMO teinud ainult kahel korral alates formaadi kasutuselevõtust 1988. a. BUFR-formaadis on ette nähtud ka sektsioon kohalike (ülemailmselt mittekasutatavate) parameetrite jaoks.

8.2.2. GRIB

GRIB (*GRIded Binary*) on binaarne formaat meteoroloogiliste mudelite arvutustulemuste salvestamiseks. Arvutustulemused on eelkõige prognoosid, aga ka analüüsid – meteojaamade mõõtmisandmete alusel mudeli abiga koostatud väljad, mis on mudelarvutuse sisendiks. GRIB formaadis sisestatakse mudelisse ka aluspinna omadusi kirjeldavad väljad, mida on arvutustes vaja (pinnakaredus, albeedo, taimkatte tüüp jms.). Nagu BUFR, nii on ka GRIB isekirjelduv.

Termin “*grided*” tähendab, et andmed on antud (erinevalt BUFR-ist) regulaarsel kolmemõõtmelisel võrgul.

Iga GRIB-sõnum (*message*) annab edasi ühe parameetri (meteoroloogilise suuruse või ka näiteks aluspinna omaduse) väärtused kogu võrgu kohta, kusjuures võrk kirjeldatakse igas sõnumis eraldi. Üks GRIB-fail võib sisaldada (ja reeglina sisaldab) palju sõnumeid – üks iga antud parameetri kohta. Seega saab ühes failis edasi anda erineval (näiteks eri tihedusega või isegi eri kaardiprojektsioonides) võrgul arvutatud väärtusi, kui vaid andmeid kasutatav tarkvara suudab sellist infot töödelda.

GRIB-sõnum koosneb kuuest järjestikusest osast:

1. Indikaatorsektsioon. Näitab, et algab uus sõnum, annab selle pikkuse oktetides (kaheksast baidist koosnev andmeväli) ja näitab GRIB-formaadi versiooni.

2. Toote kirjelduse sektsioon (*product description section*). Andmed arvutuse teinud asutuse ja mudeli ning arvutamise aja kohta, võrgu geograafilise asukoht, võrgusamm ja arvutuse ajalised piirid, millise parameetriga on tegemist (GRIB-kood, vt. allpool) ja taseme number. Kodeerimise põhimõtte sarnaneb BUFR-formaadiga, kuid koodid on erinevad, suurusi on rohkem ja paljud suurused (näiteks temperatuur, tuule suund ja kiirus) saab anda eri mudelitasemetel. Mudelitase on üks mudelis kasutatav vertikaalne kiht (neid loendatakse ülalt alla) teatud kõrgusel maapinnast.
3. Võrgu kirjelduse sektsioon. See sektsioon ei ole lihtsamatel juhtudel kohustuslik, kuid väga soovitatav. Selles antakse võrgu täpsem geograafiline kirjeldus (sh kaardiprojektsioon), mis võimaldab kasutada ka kvaasi-regulaarset (ebaühtlast, kuid kindla struktuuriga) võrku.
4. Bitmap-sektsioon. Ka see sektsioon ei ole kohustuslik. Bitmap kujutab endast väärtusi 0 või 1, mis vastavad igale võrgupunktile. Bitmap osutub vajalikuks siis, kui tahetakse andmeid teatud aladel välja eraldada, näiteks veepinna temperatuuri käsitlemisel võetakse kasutusele bitmap, mis eristab mere ja maa pinda (maa kohal 0, mere kohal 1).
5. Binaarsete andmete sektsioon sisaldab andmeid endid, mille edasiandmiseks sõnum on mõeldud. Need on teataval viisil pakitud, nii et nende lugemiseks on vaja programmi, mis arvestab andmete interpreteerimisel infoga eelnevatest sektsioonidest.
6. Lõpp: neljast ASCII sümbolist '7777' koosnev string.

GRIB-koodidel on võtmetähtsus andmete sisu mõistmisel. Koodi lubatud väärtused on 1 – 254, kusjuures 1 – 127 on kindlaksmääratud parameetrid rahvusvaheliseks kasutuseks ja 128 – 254 reserveeritud arvutuse teinud keskuse poolt määratavate suuruste jaoks. Mõned näited GRIB-koodidest:

<u>Kood</u>	<u>Parameetri nimetus</u>	<u>Ühik</u>
001	Õhurõhk	Pa
008	Geomeetriline kõrgus	m
011	Temperatuur	K
031	Tuule suund (asimuutnurk)	kraad
032	Tuule kiirus	m/s
033	Tuule u-komponent	m/s
034	Tuule v-komponent	m/s
059	Sajuhulk	kg/(m ² s)
060	Äikese tõenäosus	%
116	Lühilaineline kiirus	W/m ²

Näeme, et GRIB-formaadis antavad suurused teatud osas dubleerivad üksteist: näiteks tuule kiirus ja suund kannavad sama informatsiooni (polaarkoordinaatides) kui tuule kaks horisontaalkomponenti (ristkoordinaatides). Kokkuleppeliselt näitab u-komponendi positiivne suund itta ja v-komponendi positiivne suund põhja.

Lisaks parameetri koodile antakse iga parameetri kohta veel kood, mis näitab, missugus(t)el taseme(te)l on väärtus antud. Mõned näited:

<u>Kood</u>	<u>Mille jaoks antud</u>	<u>Vajalikud andmed</u>
100	Samarõhutasemel	Õhurõhk hektopaskalites (hPa)
101	Kiht kahe samarõhutaseme vahel	Ülemine rõhk, hPa Alumine rõhk, hPa
102	Keskmisel meretasemel	-
103	Fikseeritud kõrgusel merepinnast	Kõrgus keskmisest merepinnast

105	Fikseeritud kõrgusel aluspinnast	Kõrgus aluspinnast
200	Kogu atmosfäär ühe kihina	-

Lisaks siin toodutele on veel palju võimalusi, sealhulgas mudelarvutustes kasutatavate rõhukoordinaatide jm. erinevat tüüpi mittegeomeetriliste koordinaatide kaudu.

GRIB-formaadis säilitatavad andmemahud võivad olla väga suured. Euroopa Keskmise Kestusega Ilmaprognooside Keskuse (*ECMWF*) mudelarvutus ühe ajasammu jaoks on suurusjärgus 100 MB (horisontaalne võrgulahutus 20 km, 100 taset). Arhiveerides tunnise sammuga ühe aasta prognoosid (kõik väljundparameetrid), mis antakse iga kuue tunni järel järgnevas 15 päevaks, saame aastas ligi 100000 andmefaili ehk 10000 GB andmeid (ilma binaarse pakkimiseta oleks andmeid ühel ajasammul umbes 2 GB ja aastas 200000 GB ehk umbes sama palju kui LANDSAT-i andmeid (vt. peatükk 2). Kuna Euroopa Keskus annab ka ansambliprognoosi (vt. peatükk 9) 50 ansambliliikmega, mis küll on madalama võrgulahutusega ja väiksema arhiveeritavate parameetrite hulgaga, on meteomudelite produtseeritavad andmed veelgi suuremad kausgseire andmemahtudest – tegemist võib olla suurimate andmearhiidvidega üldse. Meteoroloogiliste andmete arhiveerimiseks kasutatakse siiani magnetlinti selle suure mahutavuse ja hea säilivuse tõttu.

8.3. Õhuseire andmehõive Euroopas

8.1. Rahvuslik tase – Eesti

Ka õhuseireandmete korral on oluline operatiivne teavitamine, kuid erinevalt meteoroloogilisest seirest toimib see lokaalselt, st. koha peal mõõdetud andmed on reeglina küllaldased elanikkonna teavitamiseks ja vajaduse korral abinõude tarvitusele võtmiseks. Enim piirnormide ületamisi nii maailmas kui Eestis põhjustab linnaõhusaaste, mis enamasti tuleneb autoliiklusest, Põhja-Euroopa linnades ka kütmisest.

Eestis on reaalaajas kättesaadavad tunnikeskised andmed järgmistest linnaõhuseirejaamadest, vt. <http://mail.klab.ee/seire/airviro/>, sealt valida kas linnaõhu seire, fooniõhu seire või seirevõrgustik (interaktiivne kaart):

- Tallinn – Liivalaia (tihe liiklus);
- Tallinn – Rahu (keskmise liiklus, tööstuspiirkond);
- Tallinn – Õismäe (linnafoon);
- Kohtla-Järve (tööstuspiirkond, linnafoon);
- Tartu, Narva (linnafoon).

Maafoonijaamadest on samas kättesaadavad:

- Lahemaa (Palmse lähedal);
- Saarejärve (Jõgevamaal);
- Vilsandi.

Seiremõõtmisi teostab (sh. õhuseirejaamad, sademete keemia mõõtmised, veeseire analüüsid) Eesti Keskkonnauuringute Keskus (EKUK, <http://www.klab.ee/>). Teiseks oluliseks infoallikaks on andmed saasteallikate kohta. Andmed paiksete saasteallikate kohta pärinevad saastelubade väljaandmisel kogutud teabest ja saasteallikate valdajate statistilisest aruandlusest. Neid andmeid arhiveerib, koondab ja väljastab infopäringute peale Keskkonnateabe Keskus. Saastelubade andmed jm. on kättesaadavad veebileheküljelt (vt. <http://www.keskkonnainfo.ee/>). Hajusate

saasteallikate (eelkõige liiklus) heitkoguseid hinnatakse kaudselt, kasutades peamiselt andmeid müüdnud kütusekoguste kohta.

Seiret, sh. õhuseiret koordineerib keskkonnaministri poolt määratud seirenõukogu, mis koosneb teadusetaustaga asjatundjatest. Muu hulgas koostab seirenõukogu seirekava ja annab välja seirekogumikke.

Tabel 8.1. CORINAIR põhikategooriad.

Kategooria	Näited	Majandussektorid
I Kütuste põletamine ja energia tootmine.	Elektrijaamad, kütuste (koks, gaas) tootmine	Energeetika
II Mittetööstuslik kütuste põletamine	Põllumajanduslik, kodune, avalikud teenused	Energeetika ja tarbijad
III Põletamine tööstuslikus tootmises	Tsemendi, klaasi, lubja tootmine	Tööstus
IV Tootmisprotsessid	Keemia, toidu, asfaldi, tekstiili tootmine	Tööstus
V Fossiilsete kütuste hankimine ja jaotamine	Torujuhtmed, bensiinikaubandus	Energeetika
VI Lahustite jt. toodete kasutamine	Aerosoolid, autokummitööstus	Mitmesugused
VII Autotransport	Bussid, autod jt. sõidukid	Transport
VIII Muud liikuvad allikad ja masinad	Põllumajadnusmasinad, lennukid, raudtee, laevandus	Transport
IX Jäätmete käitlus ja ladestamine	Prügimäed, reoveepuhastite jääkmuda käitlemine	Erinevad
X Põllumajandus	Põllumuld, pestitsiidid, põletamine põllul	Põllumajandus
XI Muud	Metsad, looduslikud põlengud	-

8.2. Üle-Euroopaline võrk – EMEP

EMEP programm (Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of the Long-range Transmission of Air pollutants in Europe, <http://www.emep.int/>) on üle-euroopaline valitsustevaheline organ, mille ülesanne on ellu viia 1979. aastal alla kirjutatud Piiriülese Õhusaaste (Genfi) Konventsiooni (*Convention on Long-range Transboundary Air Pollution, LRTAP*).

EMEP-programm koosneb peamiselt kahest tegevusest.

- Õhusaaste kontsentratsioonide ja sademete keemia kõrge kvaliteediga mõõtmised umbes 180 vaatlusjaamas (Eestist kuuluvad võrku Vilsandi ja Lahemaa jaam). Koordineerib Norra Õhu-Uuringute Instituut (NILU). Algselt oli rõhuasetus hapestavatel ja eutrofeerivatel ainetel (eriti väävliühendid), kuid mõõdetakse ka osooni, tahkete osakeste, raskemetallide ja lenduvate orgaaniliste ühendite kontsentratsioone.
- Õhusaaste leviku mudelarvutused. Teostab *Meteorological Synthesizing Centre - West*, mis baseerub Norra Meteoroloogiaiinstituudis (Met.no). Mudelarvutused on ainuke korrektne meetod riikidevaheliste õhusaastevoogude hindamiseks, sest mõõtmised üksi ei anna teavet saastatud õhumassi liikumise kohta. Selleks on vaja

kasutada (ka ilmaennustuse aluseks oleva) meteoroloogilise modelleerimise algandmeid õhumasside liikumise kohta. Sellest tuleb täpsemalt juttu ptk. 9.

Õhusaaste heitkoguste andmed koondatakse mudelarvutuste tarbeks andmebaasi, mis katab kogu Euroopa ja mõned lähedased alad (Põhja-Atlant, Vahemeri, Põhja-Aafrika) umbes 50 km võrgusammuga. Riikidelt laekuvast aruandluses (nn. CORINAIR-metoodika, *Co-ordination INFORMATION Environmental and AIR Emission Inventory*) eristatakse 11 põhikategooriat (Tabel 8.1), mis jaotatakse 76 alakategooriaks ja 375 tegevuseks. Kogu EMEP-i ala hõlmav ASCII-andmefail ühe saasteaine emissioonide kohta jaotatuna riikide ja peamiste sektorite vahel moodustab mõnikümmend megabaiti.

9. Füüsikalis-matemaatilised mudelid keskkonnaseisundi kirjeldamiseks ja muutuste prognoosimiseks

Mudeliks nimetatakse (tunnetatava) objekti analoogi, mis tunnetusprotsessis seda objekti asendab.

[J. Lotman. Kultuurisemiootika]

9.1. Modelleerimine kui seire osa

Tavateadvuses seostub mõiste “seire” eelkõige mõõtmise ja jälgimisega. Samas on seire eesmärk igakülgselt andmete saamine keskkonna seisundist ja nende üldistamise lõpptulemus peaks olema arusaamine sellest, kuidas ühiskonna suhteid elukeskkonnaga paremini korraldada. Ei olukorrast ülevaate saamiseks ega ka selle prognoosimiseks ei piisa üksnes mõõtmistest.

- Mõõtmised iseenesest ei anna teavet saasteainete päritolu ja omavahelise seoste kohta. Selleks, et kavandada keskkonnamõtjude leevendamise meetmeid, on vaja hinnata nende meetmete mõju – keerukamatel juhtudel tuleb selleks kasutada statistilisi või leviku protsessist lähtuvaid mudeleid.
- Kõigi keskkonnaparameetrite kohta ei ole kõrge ruumilise lahutusega mõõtmisandmeid, mida vajatakse näiteks elanike ekspositsiooni arvutamiseks. Need tuleb kaardistada arvutusliku mudeli abil, mille täpsus on mõõtmiste alusel kontrollitud.
- Isegi kui mõõtmised võimaldavad küllalt hästi kindlaks teha keskkonnamõtjute tugevuse, ei ütle mõõtmised üksi midagi selle kohta, kust kuhu ja kui kiiresti saasteained levivad. Sõltuvalt mõõtmiste tihedusest ja iseloomust on vaja lihtsamaid või keerukamaid arvutusi, et välja selgitada saasteainete kogused, mis levivad ühest riigist või maavalduselt teise. Kuna sellest sõltuvad sageli poliitilised ja administratiivotsused (rahvusvaheliste konventsioonide täitmine, saasteload) või rahalised kohustused (keskkonnamaksud, trahvid, kompensatsioonid), siis esitatakse mudelarvutustele sama kõrgeid nõudmisi kui mõõtmistele.
- Ainult mudelarvutus võimaldab teha enam-vähem põhjendatud prognoose. See hõlmab nii ekstreemsetest keskkonnaoludest (torm, pakane, nõrk õhusaaste hajumine jms.) tulenevate riskide hindamist kui ka inimtegevuse tulevikustsenaariumite (näiteks tootmise laiendamine või piiramine, liikluskorraldus, ehitised maal ja vees) “läbimängimist”.
- Põhjalikud mõõtmised võivad olla kuni tuhat korda kallimad kui vastava olukorra mudelarvutus.
- Modelleerimine on praktiliselt ainuke lahendus, kui paljudest saastallikatest on vaja eraldada ühe allika mõju.

Tähelepanu! Teatud valdkondades, eeskätt ilma ja välisõhu kvaliteedi prognoosimisel, ei ole mudel mitte üksnes teadustöö abivahend, vaid esmajoones just arenduse lõpp-produkt – “tööriist” igapäevaselt vajaliku teabe saamiseks. Üldiselt kuulub mudeli arendamine teaduse valda, kuid mudelite rutiinne käitamine on ilmateenistuste ja õhuseire eest vastutavate asutuste tööülesanne. Järjest enam kasutatakse operatiivseid (pidevalt töötavaid ja rakenduslikku väljundit andvaid)

mudeleid teistestki valdkondades, näiteks mere seires veetaseme ja ohtlike saasteepisoodide prognoosimiseks.

Rahvusvahelisel tasandil on märgata, et mudelarvutused omandavad järjest suuremat autoriteeti seadusandja silmis. Näiteks Euroopa Liidu õhukaitsedirektiiv näeb ette õhumudelite senisest suuremat kasutamist otsuste tegemisel. EMEP-i strateegia aastateks 2010-2019 (EMEP, 2009) näeb ette kasutada värskeid teaduslikke meetodeid, et ühendada kohtvaatlusi, profiilimõõtmisi (lidar) ja kaugseiret mudelarvutustega – näiteks täiuslikuma andmehõive loomiseks, et varustada mudeleid algandmetega ja testida nende täpsust. Eesmärgiks on teha õhu kvaliteedi andmed kasutajatele kiiremini kättesaadavaks. Partnereid, sealhulgas üleminekumajandusega riike, julgustatakse kasutama kohalikku teaduspotentsiaali, et tagada seire kvaliteet mõistliku hinnaga.

9.2. Pideva keskkonna modelleerimise üldised alused

9.2.1. Pidev keskkond kui modelleerimise objekt

Füüsikaliste protsesside modelleerimine elukeskkonnas on eelkõige seotud pideva keskkonna mõistega. Pidevad keskkonnad on atmosfäär, veekogud, suhteliselt ühtlased kivimikihid maakoos (näiteks põhjavee liikumise uurimisel), ka Maa poolvedel vahevöö, millel “ujuvad” maakoorelaamad.

Igal konkreetse pideval keskkonnal on piirpinnad, millel pidevuse eeldus enam ei kehti. Suhteliselt kõige lihtsam on piirpindu arvesse võtta atmosfääris: pind (maa, vesi) on ainult all, kusjuures tervet troposfääri hõlmava mudeli jaoks on see suhteliselt ühtlane ja lauge. Teravad “sakid”, mis pideva keskkonna modelleerimisel alati raskusi põhjustavad, ilmnevad alles mõnesaja- või mõnekümnemeetrise ruumilahutuse juures. Veekogus toimuvate protsesside modelleerimisel tuleb mudel “suruda” veekogu kallaste vahele, st. jälgida, et piirpinnad oleks antud piisava ruumilahutusega ja arvutuseks kõlblikul moel. Atmosfääriga sarnased vabad servad jäävad vaid mere avaosade modelleerimisel, seevastu jõge on paljudel juhtudel mõistlik käsitleda mitte ruum- vaid joonobjektina, võttes vertikaalsuunas ja jõe teljega ristisuunas toimuvad protsessid arvesse lihtsustatult. Vihmavee nõrgumine mööda maapinda või ka põhjavee liikumine vettpidavate kihtidega eraldatud põhjaveekihi on hea täpsusega käsitletav kahes horisontaalmõõtmises toimuva protsessina, kus vertikaalmõõde võetakse arvesse vaid raskusjõu jt. võimalike jõudude kaudu. Ka veekeskonda ja isegi atmosfääri on mõistlik paljudel juhtudel jaotada kihtideks, milles domineerivad erinevad protsessid ja millede vaheline aine- ja energiavahetus on suhteliselt nõrk (see võetakse arvesse iga kihi jaoks antud ääretingimuste kaudu).

Kuigi iga pideva keskkonna jaoks kehtivate võrrandite konkreetne kuju on erinev, on neis ühiseid elemente, mis tulenevad keskkonna pidevusest ja Maal üldiselt mõjuvatest jõududest.

7. Suuruse A (abstraktselt: mistahes suurus, mille levimist võrrand kirjeldab) ajaline

muut ehk osatuletis aja järgi: $\frac{\partial A}{\partial t}$. See on muut paigalseisvas ruumielemendis.

8. Suunatud liikumine ehk adveksioon. Seda kirjeldavad võrrandites liikmed kujul

$u \frac{\partial A}{\partial x}$, kus x on üks ruumikoordinaat ja u keskkonna liikumiskiiruse komponent selles sihis. Osatuletis koordinaadi järgi on suuruse gradient ja liige tervikuna väljendab tõsiasja, et suuruse A väärtus antud ruumipunktis üldjuhul muutub, kui

keskkond liigub. Kui suuruse A ruumiline jaotus on antud punkti ümbruses ühtlane, siis osatuletis on null ja hoolimata keskkonna liikumisest suurus A ei muutu.

9. Hajumine ehk difusioon: $K_x \frac{\partial^2 A}{\partial x^2}$. Teist järku ruumilised osatuletised kirjeldavad levikut mõlemas koordinaattelje suunas ühtlaselt. K_x on x -telje sihiline ülekandekoefitsient. Vabas õhus ja vees tuleneb ülekanne peamiselt turbulentsest difusioonist, molekulaarne difusioon (koefitsient peaaegu konstantne, turbulentsest difusioonist mitu suurusjärku väiksem) on oluline näiteks vee liikumisel pinnases või õhu liikumisel peenes poorses materjalis. Mudeli numbriliseks stabiliseerimiseks on mõnikord vaja sisse tuua kunstlik difusioon: suurus hajutatakse, kasutades tegelikust palju suuremat ülekandekoefitsienti, et numbrilise skeemi tekitatud häireid alla suruda. See on õigustatud ainult siis, kui ülekandemehhanismidest domineerib adveksioon, mille mõju on tugevam ka kunstlikust difusioonist. Sel eesmärgil, veelgi tugevama efekti saamiseks, on kasutatud isegi neljandat järku osatuletisi difusiooniliikmete teise järgu asemel.

10. Teist järku segatuletised (tüüpi $\frac{\partial^2 A}{\partial x \partial y}$) tulevad arvesse dünaamika võrrandites nihkepingete arvestamisel. See on oluline näiteks turbulentsi kirjeldamisel, kuid tavaliselt me õhu ja vee liikumist kirjeldavates võrrandites neid ei kohta, sest mõju avaldub väikses ruumimastaabis ning parametrizeeritakse – asendatakse empiirilise seosega, mis ei sisalda diferentsiaale.

11. Jõud, mis põhjustavad keskkonna liikumist, võivad olla väga mitmekesised. Siiski, kõigis maapealsetes keskkondades toimib raskusjõud, mis pidevas keskkonnas avaldub kujul ρg , kus ρ on keskkonna tihedus. Tulemuseks on niisiis raskusjõu “tihedus”. Üleslükkejõud avaldub kujul $(\rho - \rho_o)g$, kus ρ_o on vaadeldava “keskkonnaosakese” tihedus ja ρ ümbritseva keskkonna tihedus. Tihedus sõltub näiteks vee või õhu temperatuurist, aga ka õhu niiskusest või vee soolsusest.

12. Parametriseeringud oma konkreetsetel kujul sõltuvad mudeli sisust. Enamasti puudutavad need keskkonnas mõjuvaid jõude (energia vabanemist või neeldumist), näiteks hõõre aluspinnal või veekogu põhjas (kineetilise energia neeldumine), niiskuse kondenseerumine atmosfääris ja kiirguse neeldumine (varjatud soojusenergia vabanemine). Tavaks on eristada mudeli dünaamikat (pideva keskkonna võrrandid) ja füüsikat kitsamas mõttes: väikese ruumiskaala protsessid, mida võrk ei lahuta, parametrizeeritakse.

Kõigi pidevate keskkondade põhiomadust väljendab pidevuse võrrand, mille üldkuju on

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (9.1)$$

kus u , v ja w on kiiruse komponendid vastavalt koordinaatide x , y ja z sihis. Need tähistused on atmosfääri ja mere dünaamikas üldlevinud, kusjuures z -koordinaat on suunatud atmosfääris reeglina üles ja meres alla. Kui keskkond on kokkusurumatu (tihedus ρ ei muutu), siis omandab pidevuse võrrand palju lihtsama kuju

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (9.2)$$

mis väljendab fakti, et keskkond kui ruumiline objekt ei teki ega kao. Võrrand (9.2) kehtib enamikuks rakendusteks piisava täpsusega vee kohta. Kujult sarnast võrrandit

saab rakendada isegi õhu jaoks, võttes vertikaalsihis geomeetrilise koordinaadi z asemel koordinaadiks õhurõhu p :

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_p + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (9.3)$$

Valemis (9.3) sulgavaldis vasakul tähendab osatuletiste arvutamist samarõhupinnal ja ω on nn. rõhukiirus ehk oomegakiirus:

$$\omega = \frac{dp}{dt} \equiv \frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad (9.4)$$

Tähistus $\frac{d...}{dt}$ (täistuletis) on pideva keskkonna mehhaanikas väga levinud ja väljendab suuruse muutust keskkonnaga kaasa liikuvast ruumielemendis.

Ääritingimused näitavad, mis toimub suuruse A väljaga seal, kus lõpeb kas pidev keskkond või mudeli tööpiirkond (ingl. k. *domain*). Piirpindadel on üks lihtsamaid ääritingimusi

$$vA + K_x \frac{\partial A}{\partial x} = 0 \quad (9.5)$$

kus x on koordinaat piirpinna normaali suunas ja $v > 0$ on neeldumiskiirus - teatav kiiruse dimensiooniga suurus, mis iseloomustab suuruse A neeldumist pinnal. Raskusjõu või (laetud osakeste puhul) elektrostaatilise jõu mõjul liikudes on tõepoolest tegemist suunatud liikumise kiirusega. Kuid gaasi või väga peente osakeste adsorptsiooni kirjeldatakse ka sageli neeldumiskiirusega, kuigi protsess üksikosakeste tasemel on stohhastiline. K on endiselt suuruse A ülekande- ehk difusioonikoefitsient. Valemil (9.5) on kaks veelgi lihtsat erijuhtu:

- Kui $v=0$, st. midagi ei eraldu ega neeldu (täielikult peegeldav pind), siis saame piirpinnal $\frac{\partial A}{\partial x} = 0$, mis tähendab, et suurus A omandab pinna lähedal asümptootiliselt konstantse väärtuse.
- Kui neeldumiskiiruse v absoluutväärtus on nii suur, et esimene liige võrrandis (9.5) domineerib, siis saame tingimuse $A=0$, mis tähendab täielikku neeldumist pinnal.

Täielik neeldumine on teatud juhtudel mõistlik eeldus lisandi kontsentratsiooni puhul ja täiesti loomulik kiiruse komponentide jaoks (pinnal saab voolu kiirus nulliks). Dünaamilised muutujad nagu rõhk, temperatuuri ja tihedus aluspinnal muidugi nulliks ei muutu.

Sõltuvalt konkreetsest ülesandest võidakse näiteks nõuda, et lisaks esimest järku tuletisele läheks pinnal nulli ka teist järku tuletis, st. et nii suurus ise kui tema muut pinna lähedal oleksid pidevad. Ääritingimused mudeli tööpiirkonna servadel on teistsuguse iseloomuga, sest seal ei ole vaja arvesse võtta mitte katkestust, vaid vastupidi – sujuvat jätkumist. Parimaks ja näiteks atmosfääri dünaamika mudelites ainuvõimalikuks lahenduseks on ääreväljad suurema ala (väiksema lahutusega) mudelist. Saastelevimudelites kõlbab parema puudumisel konstantne või mingi lihtsa seaduspärasuse järgi muutuv fooniväärtus (virtuaalne allikas ala piiril), millele lisandub välja pidevuse eeldus. Nendest muredest on vabad globaalsed atmosfäärimudelid ja kogu maailmamereid hõlmavad mudelid, aga ka suletud või peaaegu suletud veekogude (näiteks Läänemere) mudelid. Sisse- ja väljavoolu mõne punkti kaudu saab hõlpsasti parametrizeerida.

Algtingimused ehk otsitavate suuruste väljad alghetkel on mudeli töökõlblikkuse jaoks kriitilise tähtsusega. Keskkonna liikumist kirjeldava dünaamikavõrrandite

süsteemi jaoks tähendavad tegelikkusest liiga kaugel olevad algtingimused seda, et mudelarvutused ei vasta isegi mitte ligikaudu tegelikkusele ja tõenäoliselt programm üsna kiiresti “jookseb kokku”. Põhjuseks on see, et kui väljad ei ole kooskõlas dünaamika seadustega (näiteks suured rõhuerinevused väikesel alal), siis genereeritakse kiired liikumised keskkonnas, mis võimenduvad mudelis üles (vt. numbriline ebastabiilsus. p. 9.2.3). Selle vältimiseks tuleb mõõdetud (mõõtmisvigu sisaldavad) väljad mudeli võrrandeid kasutades dünaamikaga kooskõlla viia, neid ei saa kasutada “toorelt”. Atmosfääri dünaamikas tavaliselt võetakse aluseks varasem prognoos, mida korrigeeritakse mõõtmisandmetega. Nii moodustavad aastatepikkused prognoosiread ühtse terviku, milles iga järgmine samm sõltub eelmistest. Sellegipoolest esineb väljade algväärtustamise järel häireid, mis vaibuvad teatud arvu ajasammude, mudeliajas enamasti mõne tunni jooksul. Teoreetiliselt ei ole niisiis kõige värskem prognoos reeglina kõige täpsem! Praktikas “arvutuslikult liiga tooreid” tulemusi tarbijale ei edastata.

Veidi lähedam on olukord mudelite puhul, mis vaid kasutavad arvutustulemusi keskkonna liikumise kohta, näiteks saasteainete leviku arvutamiseks õhus või vees. Kui mudel saab realistlikud heitkogused õigesti paiknevatest allikatest, siis alates mudeliajast, mis on suurem kui keskkonna segunemise või läbivoolamise aeg arvutuspiirkonnast, saame realistlikud tulemused. See võte on hõlpsasti kasutatav atmosfääris, kus iseloomulik ajaskaala on päevades, kuid sageli mitte meres, kus segunemine võib olla mitu suurusjärku aeglasem. Sel juhul tuleb ikkagi kasutada mõõtmistest tuletatud või lihtsamast mudelist saadud algväärtusi.

9.2.2. Analüütilised mudelid

Teatud lihtsustatud juhtudel leidub pideva keskkonna diferentsiaalvõrranditel analüütilisi (lõpliku hulga elementaarfunktsioonide kaudu avalduvaid) lahendeid. Nende kasutamine matemaatilises mudelis on eelistatud, sest valemi kujul avalduv lahend on inimesele lihtsasti arusaadav ja selle järgi arvutamine nõuab vähe arvutiressurssi. Samas on analüütilise mudeli kasutusvõimalused väga piiratud, sest ta hõlmab ainult kitsast erijuhtu.

Üks analüütilise mudeli näide on kohaliku õhusaastelevi arvutustes kasutatav Gaussi jaotusega saastejoa mudel ehk lihtsamalt Gaussi mudel. See lähtub difusiooni-advoktsioonivõrrandist:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \text{div}(\mathbf{v}C) - \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) = S \quad (9.6)$$

kus C on saasteaine kontsentratsioon õhus, \mathbf{v} tähistab tuule kiiruse vektorit ja $S(x,y,z,t)$ saasteallikaid.

Teeme võrrandis (9.6) järgmised eeldused:

- olukord on statsionaarne, st. ükski suurus võrrandis ei sõltu ajast – seega ajaline tuletis on null;
- tuule kiirus ja suund ei muutu ei kõrgusega ega horisontaalsihis, kiiruse vertikaalkomponent on kaduvväike – siis saame suunata x -telje tuule sihis, divergentsist jääb ainult x -komponent ja sellestki vaid liige tuletisega C -st;
- turbulentse difusiooni koefitsiendid on konstantsed;
- Allikas on üks puntallikas koordinaatidega $x=0, y=0, z=H$ (H on allika kõrgus maapinnast).

Nendel eeldustel saame võrrandist (9.6):

$$u \frac{\partial C}{\partial x} - K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} = Q \delta(x) \delta(y) \delta(z-H) \quad (9.7)$$

kus Q on punktallika tugevus (aine mass või muu selle hulka iseloomustav suurus ajaühikus) ja δ on Diraci deltafunktsioon (defineeritud kui kohal null lõpmatu väärtusega funktsioon, mujal null, aga nii, et integraal temast võrdub ühega). Võrrandil (9.7) on analüütiline lahend kahemõõtmelise Gaussi jaotuse kujul:

$$C = \frac{Q}{2\pi\sigma_x\sigma_y u} \exp\left[-\frac{y^2}{2\sigma_y^2} - \frac{(z-H)^2}{2\sigma_z^2}\right] \quad (9.8)$$

kus $\sigma_y = (2K_y x/u)^{1/2}$ ja $\sigma_z = (2K_z x/u)^{1/2}$. Valem (9.8) näitab, et saaste hajub punktallikast kaugenemisel vertikaalmõõtmes ja tuule suunaga ristuvast mõõtmes kahemõõtmelise Gaussi jaotusena, mille standardhälbed (õhusaastearvutustes nimetatakse hajumisparameetriteks) on võrdelised ruutjuurega allatuult levimise ajast.

Kõik selle valemi saamiseks tehtud eeldused on suured lihtsustused, välja arvatud viimane, sest hajumisülesanne on allikate suhtes lineaarne: mistahes allikate jaotusele vastava kontsentratsioonide jaotuse võib saada valemit (9.8) üle allikate paigutuse integreerides, st. allikatele vastavaid kontsentratsioonivälju liites.

Kuna ei allikad ega atmosfääri seisund ei ole tegelikult ajast sõltumatud, tuule kiirus sõltub üldjuhul kõigist ruumikoordinaatidest, eriti aga kõrgusest, ning sama kehtib turbulentse difusiooni koefitsientide kohta, siis valem (9.8) peaks õige palju valetama. Siiski osutub, et mõnekilomeetrises piirkonnas, allika (nt. korstna) kõrgusel arvatud tuule kiiruse jaoks ja sobivalt väärtustatud hajumisparameetritega on valemil (9.8) põhinev mudel rakenduslikult kõlblik. Sealjuures arvutatakse hajumisparameetrid veidi teistsuguste valemite järgi kui eespool antud, valemile (9.8) saab lisada arvutusskeemid sooja joa tõusu, saasteaine kuiv- ja märgsadenemise, saastejoe peegeldumise (vt. valem (9.5)) ja mitmete muude protsesside kirjeldamiseks. Nii saadud tulemus ei ole enam võrrandi (9.7) täpne lahend, kuid arvutustulemus pareneb, sest osaliselt tuuakse tagasi võrrandi (9.7) lihtsustamisel kaotatud infot.

9.2.3. Numbrilised mudelid

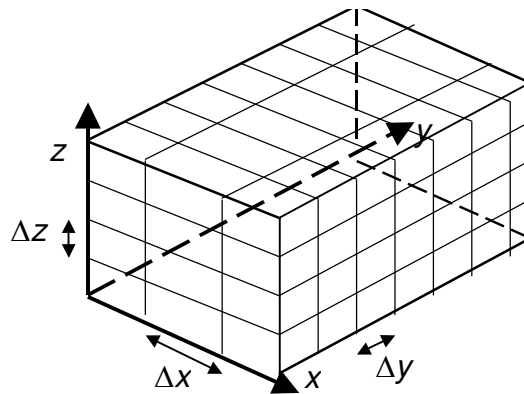
Mistahes pideva keskkonna võrrandeid saab lahendada numbriliste meetoditega, mille põhiidee on lihtne: kõik diferentsiaalid asendatakse lõplike vahedega, seetõttu kaob võrrandite matemaatiline elegantsus ja käsitlus pidevast keskkonnast asendub algebraliste võrranditega iga võrgupunkti jaoks eraldi. Mõnes mõttes näib see tagasipöördumisena aega enne Isaac Newtonit, mil diferentsiaalarvutust veel ei tuntud: arvuti on teinud võimalikuks arengutee, millest kunagi liigse arvutusmahu tõttu loobuti. Siiski, nüüd on meil diferentsiaalvõrrandite süsteemi kaudu olemas palju parem ettekujutus tervikust.

Konkreetsete võrrandite tõlgendamisel tuleb alati tähele panna, kas ajaline muut arvutatakse fikseeritud taustsüsteemis paigal seisva ruumielemendi jaoks (Euleri mudel) või keskkonnaga kaasa liikuva osakese kohta (Lagrange'i mudel). Euleri mudeli võrrandsüsteem on üldiselt inimesele lihtsamini mõistetav, kuid Lagrange'i mudel võib olla arvutuslikult efektiivsem.

Diferentsiaalvõrrandi või võrrandsüsteemi numbriliseks lahendamiseks avaldatakse kõik tuletised lõplike vahedena. Üks lihtsamaid võimalusi selleks on tsentreeritud diferents, näiteks

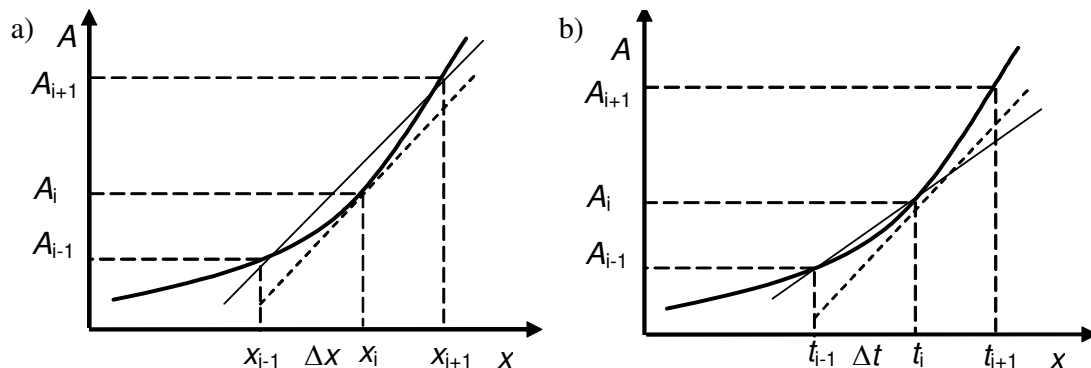
$$\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)_i \approx \frac{A_{i+1} - A_{i-1}}{2\Delta x} \quad (9.9)$$

kus indeksid i , $i-1$ ja $i+1$ tähistavad vastavalt jooksvat, sellele eelnenud ja sellele järgnevat võrgupunkti ja Δx võrgusammu piki x -telge (joonis 9.1). Teist järku tuletiste arvutamiseks rakendatakse sama skeemi saadud tuletistele uuesti.



Joonis 9.1. Numbrilise mudeli koordinaatvõrk.

Sarnaselt ruumilise võrguga jagatakse arvutus ajasammudeks. Igal ajasammul arvutatakse kõik ruumilised tuletid kõikides punktides. Nende kaudu saab leida tulelise ajas vastavalt võrrandile ja minna üle järgmisele ajasammule, liites jooksva sammu kontsentratsioonile ajasammu ja ajatulelise korrutise. Seda nimetatakse võrrandite numbriliseks integreerimiseks (on ka keerukamaid ja täpsemaid skeeme). Tulemuseks on otsitavate suuruste väärtused igas võrgupunktis igal ajasammul, mida nimetatakse numbriliseks lahendiks. Vigade kuhjumise vähendamiseks tuleb võtta ajasamm tavaliselt tunduvalt väiksem kui väljundis vajatakse. Näiteks atmosfäärimudel annab väljundi iga mõne tunni järel, kuid arvutada tuleb ajasammuga mõni minut.



Joonis 9.2. Tuletise arvutamine tsentreeritud diferentsiga (a) ja ajatulelise arvutamine ühepoolse diferentsiga (b). Täpne puutuja on antud peene pideva joonega ja numbriline lähend katkendjoonega.

Kuna otsitavate suuruste väärtused järgmisel ajahetkel $t+\Delta t$ ei ole teada (seda me just tahamegi arvutada), siis ei saa ajalise tuleti arvutada tsentreeritud diferentsi (9.9) põhjal, vaid peab kasutama ühepoolset (tagumist, *backward*) diferentsi:

$$\left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_i \approx \frac{A_i - A_{i-1}}{\Delta t} \quad (9.10)$$

Jooniselt (9.2) näeme, et valem (9.10) annab nõrga funktsiooni puhul järjekindlalt tegelikust väiksema ja kumera funktsiooni puhul tegelikust suurema tuleti. Seetõttu hakkab iga ajasammu järel arvutatud väärtus tegelikust järjest enam lahknema. See on üks lihtsamaid näiteid numbrilisest häärest. Hääreid saab vähendada ajasammu vähendamisega, kuid vaatamata sellele teatud numbrilised skeemid ei sobi teatud

võrrandite lahendamiseks. Kui numbriline häire läheb nii suureks, et varjutab täielikult tegeliku muutuse, siis modelleerijate slängis räägitakse mudeli “lõhkuminekust” või “plahvatamisest” (*exploding, blow-up*), ligikaudne vaste korrektses teaduskeeles on numbriline ebastabiilsus (*numerical instability*).

Numbriliste häirete vähendamiseks kasutatakse ajatuletiste arvutamisel keerukamaid skeeme, milles arvestatakse väärtusi mitmel ajasammul või korrigeeritakse varem arvutatud tuletisi tagantjärele (iteratiivne arvutusskeem).

Teine näide sellest, kuidas võrrandit numbrilisel lahendatakse ja meetodist tulenevast keerukamast numbrilisest ebastabiilsusest. Sageli läheb võrrandi lahendamine palju lihtsamaks, kui kasutada Fourier’ teisendust. Võtame mõnevõrra lihtsustatud difusioonivõrrandi kujul

$$K\left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2}\right) + K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \left(\frac{\partial K_z}{\partial z} - w\right) \frac{\partial C}{\partial z} - u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} = S. \quad (9.11)$$

Võrrand (9.11) esindab taas statsionaarset juhtu eeldustel, et horisontaalsuunas on difusioon homogeenne. Võrrand (9.11) kirjeldab tegelikkust palju paindlikumalt kui Gaussi mudeli aluseks olev võrrand (9.7). Rakendame võrrandile (9.11) Fourier’ teisendust diskreetsel kujul, st. arendame ta Fourier’ ritta mõlema horisontaalkoordinaadi järgi. Kontsentratsioon C avaldub siis

$$C = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \sum_{l=-\infty}^{\infty} c_{kl} e^{i(kx+ly)} \quad (9.12)$$

kus

$$c_{kl} = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\pi}^{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} C(\chi, \xi) e^{-i(k\chi+l\xi)} d\chi d\xi$$

Kuna võrrandis (9.11) ei ole horisontaaltuletiste ees samast koordinaadist sõltuvaid koefitsiente, siis mõjub Fourier’ teisenduse operaator lineaarselt ja tulemuseks on

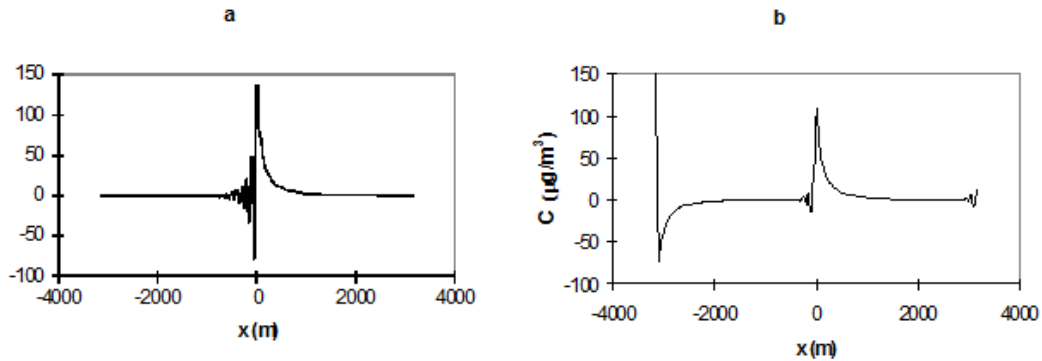
$$\frac{d^2 c_{kl}}{dz^2} + \alpha(z) \frac{dc_{kl}}{dz} - \beta_{kl}(z) c_{kl} = \gamma_{kl}(z), \quad (9.13)$$

kus c_{kl} on kontsentratsiooni C Fourier’ kujutis ning $\alpha(z)$, $\beta_{kl}(z)$ ja $\gamma_{kl}(z)$ on võrrandi (9.11) koefitsientide tuntud funktsioonid, mille täpsema kuju äratoomine läheks pikale ja ei vastaks selle kursuse mõttele. Indeksid k ja l märgivad Fourier’ rea baasfunktsioone nagu ka valemis (9.12). Nagu näeme, on Fourier’ moode c_{kl} teoreetiliselt lõpmata arv. Tegelikult arvutuseks tuleb muidugi võtta lõplik arv rea liikmeid: tähistame nende arvu x -koordinaadi sihis K ja y -koordinaadi sihis L .

Oluline on võrrandi (9.13) juures see, et kui kolmemõõtmelisel võrgul geomeetrilises ruumis rakendatavad lõplikud vahed oleksid andnud ühe algebraliste võrrandite süsteemi (iga võrgupunkti kohta võrrand), siis Fourier’ spektraalruumis lagunes see eraldiseisvateks diferentsiaalvõrranditeks, mida on $K \times L$ tükki ja millest igaüks annab z -suunas diskretiseerimisel omaette küllaltki väikese võrrandsüsteemi. See on suur arvutusressursi kokkuhoid. Väljaarvutatud c_{kl} saame nn. kiire Fourier’ teisendusega (*FFT*) numbriliselt teisendada kontsentratsiooni C väärtusteks võrgupunktides – ainuke kitsendav eeldus selle meetodi rakendamiseks on, et K ja L on arvu 2 astmed.

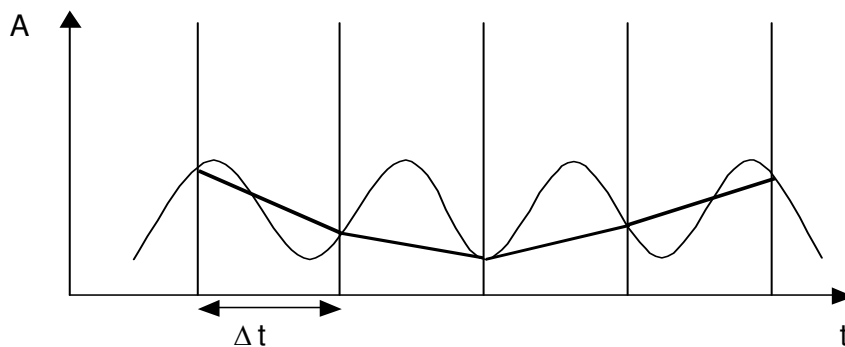
Kuid kiirele arvutusmeetodile tuleb lõivu maksta. Nimelt ei saa lõpliku arvu siinuste ja koosiinustega täpselt kirjeldada mitteperioodilisi funktsioone. Eriti raske on olukord siis, kui funktsioon ei ole pidev. Just niisugune on aga deltafunktsioon, mis kirjeldab punktallikat (vt. võrrand 9.7). Võrrandsüsteemi (9.11) lahendamine Fourier’ teisenduse abil punktallika jaoks annab tugevad ebafüüsikalised ostsillatsioonid pealetuult allikast. Häireid saab vähendada talutava piirini, võttes võrrandist (9.11)

kõigepealt integraali üle koordinaatide x ja y , lahendades integreeritud võrrandi Fourier' teisenduse abil ja viimaks diferentseerides saadud integraalse kontsentratsiooni välja (joonis 9.3). Tugevad häired, mis nüüd tekivad modelleerimisala servade lähedal, saab mudeli rakendamisel “välja lõigata”, jääkhäired allika lähedal aga tasandada libiseva keskmisega siludes (sealjuures tekitab väike ruumilise täpsuse kadu).



Joonis 9.3. a) Näide kontsentratsioonist, mis on arvutatud Fourier-spektraalse numbrilise mudeliga otse võrrandist (9.11) ja b) kasutades integraalteisendust x -koordinaadi sihis. x -telg on suunatud allatuult, punktallikas paikneb nullpunktis.

Kolmas näide numbrilisest häirest on aliasing. Mistahes lainelise (ruumis) või perioodilise (ajas) protsessi esitamisel lõplikes vahedes saame adekvaatse tulemuse ainult siis, kui võrgusamm on väiksem kui $\frac{1}{4}$ lainepikkust või ajasamm lühem kui $\frac{1}{4}$ perioodi. Jämedama lahutuse korral paistab lühike laine pikemana või kiire võnkumine aeglasemana. Näide aliasingust poolest perioodist suurema ajasammuga on toodud joonisel 9.4. Kui reaalsuses esineb väiksema lainepikkuse või perioodiga protsesse, siis mudelis jäävad need adekvaatselt kirjeldamata, nende asemel võimenduvad suurema mastaabiga protsessid.



Joonis 9.4. Aliasing poole perioodi ja täisperioodi vahele jääva ajasammu korral: peen kõverjoon näitab suuruse A tegelikku väärtust, jäme murdjoon sama suurust niisuguse ajasammuga mudelis.

9.3. Meteoroloogiline modelleerimine

9.3.1. Põhivõrrandid

Need võrrandid formuleeriti pool sajandit enne numbriliste mudelite ajastut (Norra teadlane V. Bjerknes, 1904).

- Impulsi jäävuse seadus (kolm võrrandit kiiruse kolme komponendi jaoks):

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \nabla \phi - \mathbf{F} - 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} \quad (9.14)$$

- Pidevuse võrrand ehk õhu massi jäävus:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) \quad (9.15)$$

- Ideaalse gaasi olekuvõrrand:

$$\frac{p}{\rho} = RT \quad (9.16)$$

- Energia jäävus:

$$Q = C_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} \quad (9.17)$$

- Vee(auru) massi jäävus:

$$\frac{\partial(\rho q)}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho \mathbf{v} q) + \rho(E - C) \quad (9.18)$$

Tähistused võrrandites (9.14) – (9.18) on (vt. ka võrrandite 9.1 – 9.6 seletusi):

T – absoluutne (Kelvini) õhutemperatuur;

$\phi = gh$ – geopotentsiaal; h on õhuosakese kõrgus merepinnast (geopotentsiaali gradient on massiühikule mõjuv raskusjõud – kui z -koordinaat on suunatud rangelt geoidi pinna normaali suunas ja raskuskiirenduse muutusi ei arvestata, siis $\nabla \phi = g$);

p – õhurõhk;

Q – soojusenergia allikad ajaühikus ruumiühiku kohta;

C_p – õhu isobaariline erisoojus;

q – õhu absoluutne niiskus;

E ja C – vee aurustumine ja kondenseerumine ajaühikus ruumiühiku kohta.

Lisaks kiirusvektorile \mathbf{v} on paksus kirjas veel vektorid \mathbf{F} (kiirendus hõõrdejõu tõttu) ja

$\boldsymbol{\Omega}$ (Maa pöörlemise nurkkiirus). $\nabla = \frac{\partial \dots}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial \dots}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial \dots}{\partial z} \mathbf{k}$ tähendab graidentoperaatorit

(tulemuseks vektor) ja $\nabla \cdot = \frac{\partial \dots}{\partial x} + \frac{\partial \dots}{\partial y} + \frac{\partial \dots}{\partial z}$ divergentsioperaatorit (tulemuseks

skaalar). Võrrandi (9.14) viimases liikmes on vektorkorrutamine (\times), tulemuseks vektor, mis on risti mõlema teguriga ja absoluutväärtuselt võrdne nende absoluutväärtuste ja nende vahelise nurga siinuse korrutisega.

Võrrandite (9.14) – (9.18) täpsem analüüs ei ole selle kursuse teema (selleks on atmosfääri dünaamika ja sünoptilise meteoroloogia kursused). Keskendume sellele, kuidas neid võrrandeid kasutatakse erinevate meteoroloogiliste ülesannete lahendamiseks ja mida selleks ette võetakse.

9.2.2. Rõhukoordinaadid ja spetsiaalsed koordinaadid numbrilisteks arvutusteks

Peaagu kõik meteoroloogilised mudelid kasutavad mingit vertikaalse koordinaadi teisendust, mis muudab teoreetiliselt lõpmatusse ulatuva atmosfääri lõplikuks keskkonnaks, millel on kindel ülapind. Vertikaalsed tasemed saab niisuguse teisenduse järel paigutada ühtlaselt või peaagu ühtlaselt, mis teeb numbrilise arvutuse lihtsamini programmeeritavaks ja arvutuslikult ökonoomsemaks.

Rõhukoordinaadid. Kuna õhurõhk on kõrguse monotoonselt kahanev funktsioon, siis saab seda kasutada vertikaalkoordinaadina. Kuna ka raadiosondide andmed pärinevad samarõhutasemetelt, siis on loomulik, et esimestes atmosfääri numbrilistes mudelites võetigi vertikaalkoordinaadiks rõhk:

$$p(z) = \int_z^{\infty} \rho g dz \quad (9.19)$$

Rõhukoordinaatides on atmosfääril ülalt “kõva kaas” peal: nullist väiksemat rõhku (z -koordinaat on siis teoreetiliselt lõpmatu) olla ei saa. Seega sarnaneb atmosfäär rõhukoordinaatides väga veekoguga. Aluspinna rõhk sõltub kõrgusest, seega lähevad alumised ääretingimused seda keerukamaks, mida keerukam on reljeef. Kuid erinevalt veekogu põhjast on vaja maapinnalähedasi õhukihte modelleerida suure täpsusega. See on rõhukoordinaatide suur puudus, mistõttu tänapäeva mudelites on kasutusele võetud teistsugused koordinaadid.

Sigmakoordinaadid. Võttes koordinaadina kasutusele suuruse $\sigma = p/p_0$ (kus p_0 on aluspinna õhurõhk), saame aluspinna $\sigma = 1$ ja lõpmatul kõrgusel $\sigma = 0$. Seega on sigmakoordinaatides nii üla- kui alapind ühtlane, atmosfäär kujutab endast kahe paraleelpinnaga piiratud kihti. Sigmakoordinaadid ja hübriidkoordinaadid (viimased on ülemistes õhukihtides enam rõhukoordinaatide sarnased) on meteoroloogilistes mudelites enim kasutatavad, kuid osades mudelites kasutatakse ka mitmeid veel mõnevõrra modifitseeritud koordinaate, mis annavad ühe või teise konkreetse suuruse arvutamiseks eeliseid (näiteks väiksemad numbrilised häired).

9.2.3. Hüdrostaatilisel võrrandil ja “klassikaline” numbriline ilmaprognoos

Vertikaalsed liikumised sünoptilises (tsüklonite ja antitsüklonite) mastaabis on kaunis aeglased. Vertikaalne kiirendus tõusvas (tsüklon) või laskuvas (antitsüklon) õhuvoos on väga väike võrreldes raskuskiirendusega. Seetõttu võib võrrandis (9.14)

eeldada, et kiirendusvektori vertikaalkomponent $\frac{dw}{dt} \approx 0$. Dünaamika seisukohalt vaadates tähendab see eeldus, et rõhk igas punktis on võrdne õhusamba kaaluga selle punkti kohal – see on hüdrostaatika eeldus.

Hüdrostaatika eeldus teeb võrrandite numbrilise lahendamise lihtsamaks. Mõnede tuletiste ära kadumisest palju tähtsam on see, et nii filtreeritakse välja vertikaalsed helilained. Mäletatavasti on helilained õhu tiheduse kiired muutused, seega kiirendusega liikumine. Numbrilistel arvutusskeemidel on kalduvus helilaineid võimendada, mistõttu tekib numbriline ebastabiilsus. Kui helilained on välja filtreeritud neid kirjeldava liikme lihtsalt „väljaviskamise“ teel, siis saab arvutuse ajasammu suurendada mitmeid kordi, ilma et mudel “lõhkuma” hakkaks.

Arvutuskiiirus annab hüdrostaatilisele mudelile eelise, mida kasutatakse kõikides globaalimudelites ja enamikus piiratud ala mudelites. Numbrilise modelleerimise algaegadel tehti põhivõrrandites mitmeid veelgi suuremaid lihtsustusi, millest praeguseks on üldiselt loobutud. Sellest on jäänud tava nimetada süsteemi (9.14) (9.18) rõhukoordinaatides (vt. p. 9.2.2) primitiivvõrranditeks (primitive equations). See nimetus ei viita mitte nende võrrandite lihtsusele, vaid vastupidi, sellele, et need on algvõrrandid millest lähtusid varasemad lihtsustused, näiteks kvaasigeostroofilised võrrandid.

9.2.4. Mittehüdrostaatilisel mudelid

Hüdrostaatika eeldus ei kehti reaalses atmosfääris kahel juhul:

- kui õhuvoos sunnitakse liikuma üles või alla piki järsku mäekülge;

- tugevalt konvektiivses õhusambas, kus vertikaalsed liikumiskiirused on vähemalt 1 m/s suurusjärgus ja muutuvad oluliselt mõne- kuni mõnekümnemeetrise kõrguste vahe juures (äärmuslik näide: tornaado).

Mõlemad olukorrad ilmnevad tihedama võrgu puhul kui tavaliselt sünoptilise skaala mudelites rakendatav mõnikümmend kilomeetrit. Järsud nõlvad on kuni mõni kilomeeter pikad, äikesepilve aluste õhuvoolude ala umbes samas suurusjärgus. Sellise ruumilahutusega mudeleid on tavaks nimetada mesoskaala mudeliteks ehk lihtsalt mesomudeliteks – sünoptilise skaala ja mikroskaala (turbulents) vahepeal. Mesoskaala nähtuste modelleerimine nõuab lisaks paremale ruumilahutusele veel väikest ajasammu (lisaks ruumilahutuse kasvust paratamatult tingitud ajasammu vähenemisele). Ressursimahukuse tõttu on mittehüdrostaatiline modelleerimine jõudnud rakendusse alles alates üheksakümnendate aastate lõpust. Sellest loodetakse sademete ja äikesetormide paremat prognoosi, kuid palju tööd on veel tegemata füüsikaliste parametriseringute alal. Kuna umbes ühekilomeetrine ja väiksem võrgusamm lahutab konvektiivseid rakke, st. nähtust, mis on arvesse võetud sünoptiliste mudelite parametriseringutes, siis vanade parametriserimiskeemide kasutamine tähendab konvektsiooni kahekordset arvestamissevõtmist, mis võib anda isegi halvema tulemuse võrreldes madalama võrgulahutusega mudeliga. Sellest probleemist ülesaamiseks tuleb välja töötada ja läbi katsetada oluliselt uuendatud parametriserimiskeemid.

Mittehüdrostaatiliste kõrglahutusega mudelite üks paljutöotavaid rakendusi on õhusaastearvutustes. Eeldatavasti võimaldab see lähitulevikus detailseid hajumisarvutusi linnakeskkonnas mõnekümnemeetrise võrgulahutusega, kus hoonete vertikaalsete pindade ja väga ebahürtlase soojenemise tõttu on mittehüdrostaatiline arvutusskeem täiesti möödapääsmatu.

9.2.5. Reynoldsi keskmistamine ja turbulentsi numbriline modelleerimine

Põhivõrrandites (9.14) – (9.18) ei ole ilmsel kujul teist järku tuletisi, seega ka turbulentset ülekannet (difusiooni). Tegelikult on turbulentsi dünaamika “peidus” impulsiivõrrandi (9.14) hõõrdeliikmes \mathbf{F} , turbulentsne ülekanne toimib ka soojusele ja niiskusele. Kuna sünoptilise skaala jaoks on kõik ja mesoskaala jaoks suurem osa turbulentsid keeriseid liiga väikesed, siis need parametriseritakse. Aga kui me tahame, vastupidi, turbulentsi numbriliselt modelleerida, siis peame hõõrdeliikme lahti kirjutama. Võrrandid (9.14) avalduvad komponentides kujul:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_k \frac{\partial u_i}{\partial x_k} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} - g \delta_{3i} + \nu \frac{\partial}{\partial x_k} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \frac{\partial u_j}{\partial x_j} \delta_{ki} \right) \quad (9.20)$$

kus indekid i, j, k väärtustega 1 – 3 tähistavad koordinaate ja vastavaid kiiruse komponente, s.o. $x_1 = x$, $x_2 = y$, $x_3 = z$ ning $u_1 = u$, $u_2 = v$, $u_3 = w$. Korduvad indeksid tähendavad, et üle nende summeeritakse (nn. Einsteini summeerimiskokkulepe). δ_{3i} on Kroneckeri sümbol - δ -funktsiooni diskreetne analoog, mis antud juhul näitab, et raskusjõud toimib ainult kolmanda koordinaadi (z-koordinaadi) sihis.

Võrrandi (9.20) vasakpoolsed liikmed ja kaks esimest liiget paremal on täpselt samad, mis võrrandis (9.14) eeldusel, et raskuskiirendus g ei sõltu kõrgusest (väga täpne lähend troposfääris). Äärmine parempoolne liige (Coriolis'i jõud) on ära jäetud, sest see on turbulentsi ruumimastaabis väga väike. Sulgavaldisest võetav tuletis paremal kirjeldab turbulentset hõõret, ν on õhu kinemaatiline viskoossus. Selle liikme tuletamisel me ei peatu; märgime vaid, et tegemist on mehhaanikast hästi tuntud tõmbe- ja nihkepingetega, mis toimivad nii tahkes kehas kui ka siin käsitletavas pidevas keskkonnas. Võrrandid (9.20) on tuntud Navier'-Stokes'i võrrandite nime all.

Võrrandites (9.20) on koos väga erineva ruumilise ulatusega protsessid. Selleks, et loobuda täiesti sünoptilise skaala protsessidest ja keskenduda ainult turbulentsile, viiakse läbi nn. Reynoldsi keskmistamine. Kiiruse komponendid, rõhk ja tihedus (suurused, mis turbulentsi tõttu varieeruvad) lahutatakse keskmiseks vooks (*main flow*) ja fluktuatsiooniks, mida tähistatakse vastavalt keskmistamismärgiga ja prim-märgiga, näiteks $u = \bar{u} + u'$. Asendades niimoodi avaldatud suurused võrrandisse (9.20) ja keskmistades kogu võrrandi, saame

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_k \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_k} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} - g \delta_{3i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\bar{\rho} \nu \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_k} + \frac{\partial \bar{u}_k}{\partial x_i} \right) - \overline{\rho u'_k u'_i} \right] \quad (9.21)$$

Valemi (9.21) tuletamisel on silmas peetud, et definitsiooni põhjal on fluktuatsiooni keskmine null ja põhivoo keskmine on tema ise.

Kuid fluktuatsioonide korrutise keskmine $\overline{u'_k u'_i}$ üldjuhul ei ole null. Sarnase keskmistamise tulemusena saame võrranditesse (9.17) ja (9.18) liikmed, mis sisaldavad vastavalt $\overline{u'_k T'}$ ja $\overline{u'_k q'}$. Kõik need kovariatsioonid on uued tundmatud, mistõttu tundmatuid on rohkem kui võrrandeid. Teooria võimaldab võrrandi (9.21) baasil saada võrrandid kovariatsioonide jaoks, kuid nendes sisalduvad kolmandat järku momendid (näiteks $\overline{u'_k (u'_i)^2}$), mida on veelgi rohkem ning mille arvutamiseks on vaja neljandat järku momente jne.

Ilmneb nn. sulgemisprobleem: puhas teooria üksinda ei võimalda turbulentsi kirjeldavat võrrandsüsteemi sulgeda. Sellise olukorra seos turbulentsi olemusega on otsene – vabadusastmete arv on peaaegu lõpmatu. Hinnates, et väikseimad keerised atmosfääris on suurusjärgus 1 cm, mahub neid ühte km³ õhku tervelt 10¹⁵ tükki! Sellise süsteemi täpne kirjeldamine on praktikas võimatu, seega tuleb turbulentsed vood parametrizeerida, st. teha mingi lihtsustav eeldus.

Võrrandi (9.21) sulgavaldis viimases liikmes kujutab endast pingetensorit, mis avaldub molekulaar-kineetilise ja turbulentse osa summana:

$$\tau_{ki} = \bar{\rho} \nu \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_k} + \frac{\partial \bar{u}_k}{\partial x_i} \right) - \overline{\rho u'_k u'_i} \quad (9.22)$$

Kui suuname x -telje tuule sihis ja eeldame, et tuul muutub ainult kõrgusega, st. vaadeldav väike atmosfääriosa on horisontaalselt homogeenne, siis jäävad keskmise tuule kiiruse tuletistest järele ainult z -suunalised. Võtame lähema vaatluse alla τ_{zi} komponentidest tuulesuunalise. Kovariatsioon paremal (sel juhul kujul $\overline{u' w'}$) kujutab endast aga punktis 3.1.6 mainitud turbulentset kovariatsiooni (*eddy covariance*), mis on eksperimentaalselt mõõdetav kas otse helianemomeetri abil või kaudselt turbulentse voo kaudu. Formuleerides selle gradient-ülekandeteooria (ülekandekoefitsiendi tähistuse järgi ka K-teooria) põhjal, saame võrrandist (9.22):

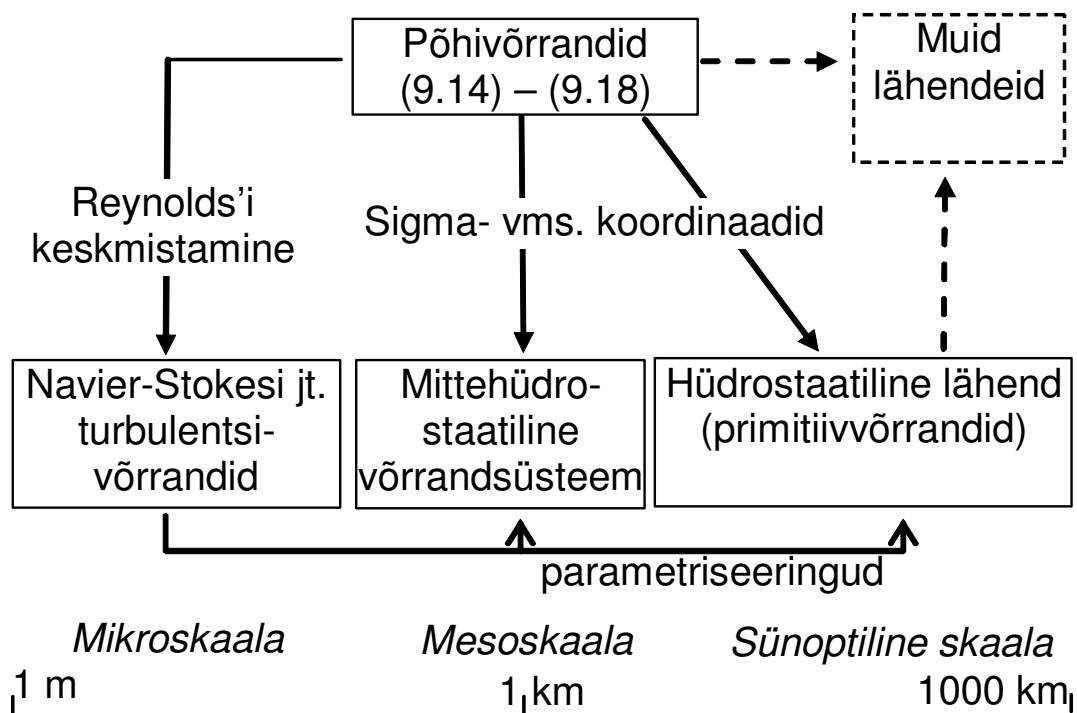
$$\tau_{zx} = \bar{\rho} (\nu + K_m) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (9.23)$$

Oluline on siin see, et τ_{zx} on impulsi vertikaalne voog täiesti analoogiliselt soojuse vooga (3.1) ja niiskuse vooga (3.2). Õhu molekulaarne viskoossus $\nu = 1,5 \cdot 10^{-5}$ m²/s, samal ajal kui impulsi turbulentse ülekande koefitsient K_m on tavaliselt suurusjärgus 1 - 100 m²/s. Niisiis võib valemis (9.23) ν ära jätta:

$$\tau_{zx} = \bar{\rho} K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (9.24)$$

Valem (9.24) kujutab endast impulsi voo arvutusvalemit gradient-ülekandeteooria lähenduses, nii nagu valem (3.1) on soojus- ja (3.2) niiskusvoo valem. Viimased on põhjendatavad sarnaselt, lähtudes võrranditest (9.17) ja (9.18). Reaalses atmosfääris on ka kovariatsioonid $\overline{v'w'}$ ja $\overline{u'v'}$ olulised, põhjuseks tuulehõõrdele lisanduv konvektsioon ning Coriolis'i jõu mõjul tekkiv tuulepööre (nn Ekmani spiraal).

Kõrgemat järku sulgemised. Gradient-ülekandeteoorial põhinevat turbulentsivõrrandite sulgemist nimetatakse esimest järku sulgemiseks, sest võrranditesse jäävad alles vaid esimest järku momendid, s.o. keskmised $\overline{u_i}, \overline{T}, \overline{q}$. Nagu varasemast teada, ei saa turbulentse ülekande koefitsiente käsitleda konstantsete suurustena, vaid tuleb empiiriliste seoste abil “ära aimata” nende kõrguskäik, sõltuvus aluspinna karedusest, ajaline käik ööpäevas ja aastast). See nõuab palju eksperimente ja füüsikalised põhjendused on sageli nõrgad. Alternatiivne tee on teha järgmine samm võrrandite keerukuse suunas, avaldada kovariatsioonid kolmandat järku momentide kaudu ja teha mingid eksperimendist lähtuvad eeldused nende kohta. Seda nimetatakse teist järku sulgemiseks – võrrandites on liikmed nii esimest kui teist järku momentidega. Kõrgem sulgemisjärk võtab paremini arvesse füüsikalist reaalsust (rohkem muutujaid, rohkem võrrandeid), kuid on arvutusmahukam ja vajab rohkem algandmeid. Rakenduslikes mudelites kasutataksegi enamasti esimest järku sulgemist, teadusuuringutes ka teist järku. On veel võimalik “pooleteisendada” järku sulgemine, milles osadele muutujatele on rakendatud esimest ja osadele teist järku sulgemist.



Joonis 9.4. Meteoroloogiliste mudelite põhitüübid ja rakenduspiirid. Mõõtskaala (all) näitab horisontaalset võrgulahutust.

9.2.6. Kokkuvõte meteoroloogiliste mudelite tüüpidest.

Nagu nägime, hõlmab mõiste “meteoroloogiline mudel” küllaltki laia valdkonda, milles selgelt eristuvad (mikroskaala) turbulentsimudelid ning omavahel tihedamalt seotud meso- ja sünoptilise skaala mudelid. Turbulentsi parametriseerimisele on (lisaks eksperimendiandmetele) andnud palju nn. suurte keeriste modelleerimine

(*large eddy simulation, LES*), milles eristatakse suuremad keerised (näiteks konvektsioon) ja parametrizeeritakse väiksemad. LES tulemusi rakendatakse atmosfääri piirkihi parametrizeerimisel suurema skaala mudelites. Meteoroloogiliste mudelite tüüpide skeem on toodud joonisel (9.4).

9.3. Õhusaaste mudelid

9.3.1. Õhusaaste mudelite põhitüübid

Üldnimetuse “õhusaaste mudel” või “õhu kvaliteedi mudel” all mõistetakse sõltuvalt kontekstist väga erinevaid asju:

- keemiliste protsesside mudeleid atmosfääri jaoks;
- aerosooli dünaamika (kondensatsioon, koagulatsioon, sadenemine) mudeleid;
- saasteainete klassifitseerimise, statistilise uurimise ja allikasignatuuri (*source signature*) kaudu päritolu määramise mudeleid;
- õhusaaste transpordi ja hajumise mudeleid.

Need erinevad tüübid võivad olla ühes konkreetsetes mudelis kombineeritud, näiteks keemia- ja transpordimudel, kus lahendatakse keemiliste muundumiste võrrandeid ajas liikuva õhumassi jaoks, võttes arvesse ka turbulentset hajumist. Aerosooli leviku detailseks uurimiseks on vaja mudelit, milles on lisaks aerosooli dünaamikale atmosfääri keemia ja transport. Statistiliste ja füüsikalise-keemiliste mudelite tulemusi saab vastastikku täpsustada, kui neid omavahel võrrelda.

Kui on vaja hinnata või prognoosida saasteainete kontsentratsioone, sadenemiskoormusi vms. deterministlike suurustena, siis peab mudel paratamatult sisaldama transporti atmosfääris, sest välisõhk ei seisa praktiliselt kunagi paigal. Transpordi- ja hajumismudelid seostuvad tihedalt meteoroloogiliste mudelitega, mis kirjeldavad vastavat ruumiskaalat:

- globaalse ja sünoptilise skaala transpordimudelid (kauglevimudelid) – tähtsaim mehhanism on levik koos õhumassiga piki selle trajektoori;
- lokaalsed hajumismudelid – saasteaine levik allatuult on määratud kohaliku tuulteväljaga, modelleerimise põhiohk on turbulentsel hajumisel;
- mikroskaalamudelid – levik hoonete, järskude reljeefivormide, puude jms. vahel ja kohal, tänavakanjonid.

Lokaalsete mudelite modelleerimisala mõõtmed on tüüpiliselt mõni kuni mõnikümmend kilomeetrit (üksiku ettevõtte, liiklussõlme või terve linna mõõtmed) ja võrgulahutus alla kilomeetri, sageli vaid mõnikümmend meetrit. Lokaalse ja kauglevimudeli vahel võib eristada mesoskaalamudeleid, milles on võrdselt oluline tähtsus nii trajektooride geomeetria kui ka turbulentsel hajumisel. Teiselt poolt, kõrgete mägede ja sügavate orgude korral võivad mikroskaalale tüüpilised nähtused ulatuda lokaalsesse või isegi mesoskaalasse. Tüüpiline mesoskaala nähtus on mere- ja maabriis, mis mõjutab rannikualadel tugevalt saastelevi.

Rakenduslikult oluline on õhusaaste mudelite liigitus mudeli orienteerituse järgi allikale või vastuvõtjale.

Allikale orienteeritud mudelid on niisugused, mis lähtuvad allika emissioonidest ja atmosfääri dünaamikale toetudes arvutavad välja kontsentratsioonid ja sadenemisvood etteantud ruumipunktide (enamasti regulaarne võrk, kuid mitte alati) jaoks.

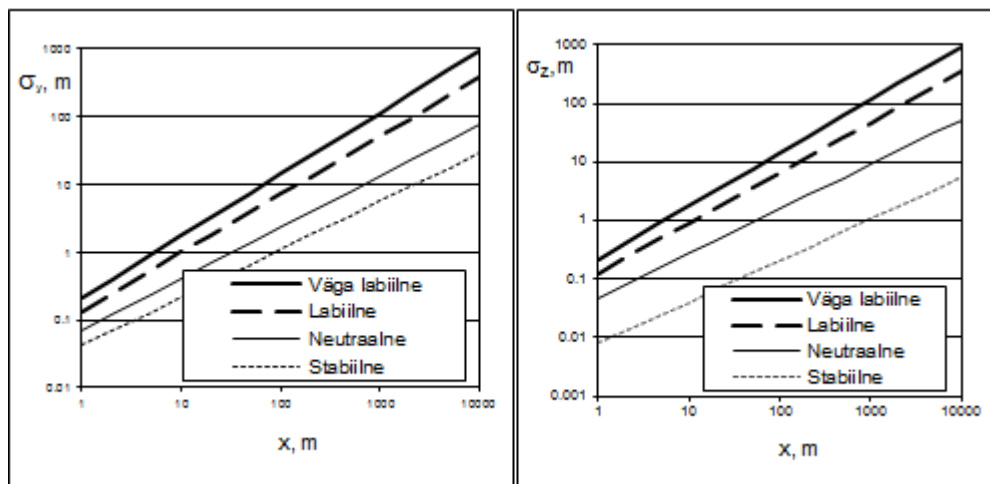
Vastuvõtjale orienteeritud mudelid lähtuvad kindlates kohtades (vastuvõtjad) mõõdetud kontsentratsioonidest (võimalik ka sadenemisvoogudest) ja hindavad selle järgi allika(te) emissioone ja asukohti. Tegemist on allikale orienteeritud mudeli pöördülesandega, mida saab lahendada nii lähtudes atmosfääri dünaamikast kui ka statistilisest analüüsist või mõlemaid meetodeid kombineerides.

Trajektooride tagasijälitus põhineb mõõtepunkti jõudnud mõttelise “õhuosakese” trajektoori jälgimisel varasemate tundide või ööpäevade jooksul, kasutades meteoroloogilist mudelit. Ülesanne on arvutuslikult lihtne, sest ei arvestata difusiooni. Meetod annab häid tulemusi sünoptilises skaalas ja mesoskaalas väikese ruumilise ulatusega allika identifitseerimisel: kui mitme teineteisest küllalt kaugel asuva vastuvõtja poolt määratud sarnase koostisega saaste trajektoorid koonduvad mingisse väikesesse piirkonda, siis võib oletada, et seal asub allikas.

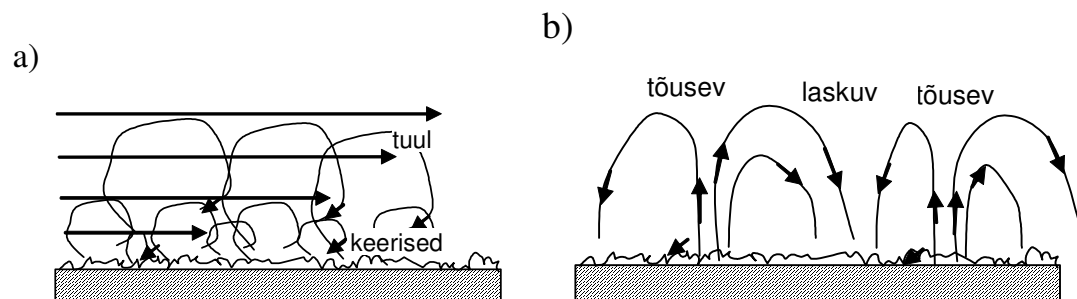
Turbulentse hajumise pöördülesanne on lahendatav, kuid eeldab küllaltki suurt arvutusmahtu. Põhimõtteliselt käsitletakse sel juhul vastuvõtjat allikana, mille lähtuva kujuteldava “lisandi” hajumine koos “tagasisuunas adveksiooniga” (trajektoori tagasijälitus) annab allika paiknemise tõenäosustiheduse antud ruumpunktis. Mitme vastuvõtja “tagasihajumispilvi” koos arvestades saab allika paiknemise tõenäosusjaotuse ja ka hinnangu allika tugevuse kohta.

9.3.2. Turbulentne hajumine õhusaastemudelil ja lokaalmudelid

Turbulentse hajumise lihtsustatud käsitus sisaldub nn. Gaussi mudeli põhivalemi (9.8) tuletuskäigus. Hajumisparameetrid (jaotuse standardhälbed) σ_y ja σ_z sõltuvad väga palju atmosfääri seisundist (joonis 9.5).



Joonis 9.5. Gaussi jaotuse hajumisparameetrid valemis (9.8) erinevate atmosfääri piirkhi stabiilsussituatsioonide jaoks: emissioon väiksest madalast korstnast (Smith, 1968).



Joonis 9.6. Tuulehõõrdest (vasakul) ja konvektsioonist (paremal) tingitud turbulents.

Turbulents atmosfääri piirkhis (umbes alumine 1000 m atmosfäärist) sõltub eeskätt kahest meteoroloogilisest parameetrist:

- tuule (põhivoo) tugevusest;
- soojusvoost aluspinnalt.

Tuulehõõrdest tingitud turbulentsi jaoks on väga tähtis aluspinna karedus.

Kahe põhimehhanismi erinevat mõju turbulentsile illustreerib joonis 9.6: tuulehõõre põhjustab erineva suurusega keeriseid, konveksioon aga tõusva õhu “sambaid”, mis segavad piirkhi sügavalt läbi.

Sõltuvalt konvektiivse ja tuulehõõrdeturbulentsi vahekorra eristuvad kolm piirkhi seisundit.

- Labiilne – potentsiaalne temperatuur (seletus vt. p. 3.1.6) langeb kõrgusega, st. aluspinna lähedal on õhk oluliselt soojem kui kõrgemal, domineerib konveksioon (tüüpsituatsioon: päiksepaisteline suvepäev, nõrk või mõõdukas tuul).
- Neutraalne stratifikatsioon – potentsiaalne temperatuur on ligikaudu sama kogu piirkhis, domineerib tuulehõõre (tüüpsituatsioon: pilves taevas, tugev tuul).
- Stabiilne stratifikatsioon – potentsiaalne temperatuur tõuseb kõrgusega. Esineb tuulehõõrdest tingitud turbulentsi, kuid seegi on stratifikatsiooni tõttu alla surutud (tüüpsituatsioon: nõrga tuulega öö, eriti talvel).

Vastavalt potentsiaalse temperatuuri definitsioonile kergelt stabiilses olukorras tegelik temperatuur ei lange kiirega, vaid võib isegi mõne kraadikümnendiku võrra 100 meetri kohta tõusta. Aluspinna lähedal, kus vee kondensatsiooni veel ei toimu, on potentsiaalne temperatuur tegelikust temperatuurist iga 100 meetri kohta u. 1 kraadi võrra kõrgem (kondensatsiooni korral u. 0,6 kraadi). Nii suur temperatuurilangus kõrgusega annabki neutraalse stratifikatsiooni.

Lisaks “puhastele” stratifikatsioonitüüpidele esineb veel kaks iseloomulikku olukorda, millel on kindel mõju hajumisele aluspinnast kõrgemal paiknevast saasteallikast.

- Saasteallikas paikneb neutraalses kihis, selle kohal on stabiilne kiht (inversioon ülal).
- Saasteallikas paikneb neutraalses kihis, sellest allpool on stabiilne kiht (inversioon all).

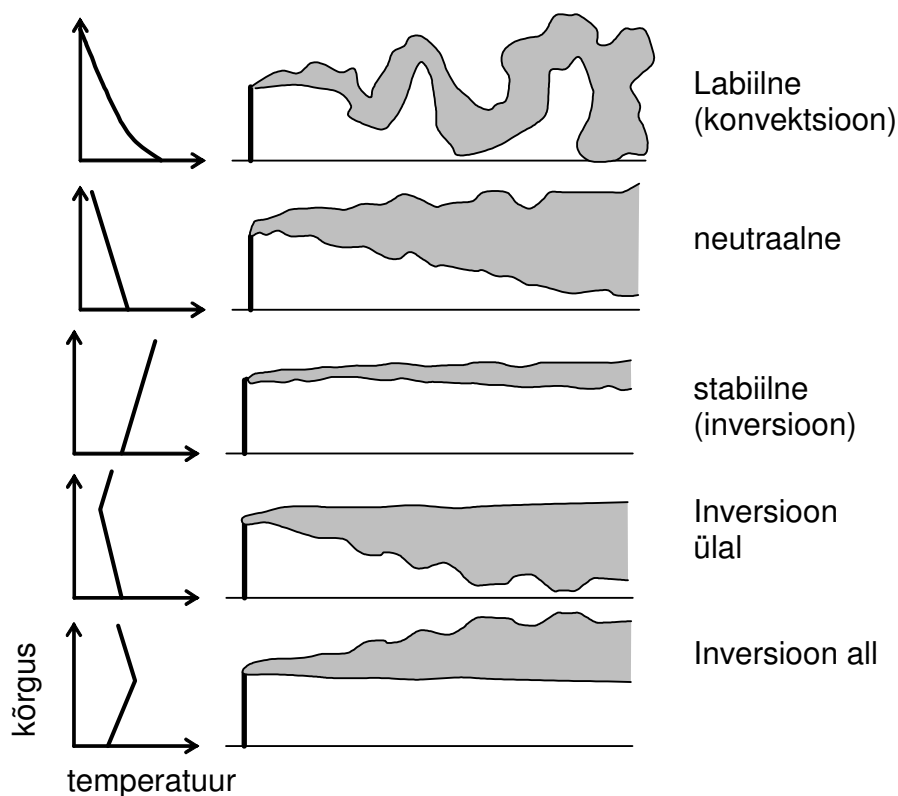
Kui labiilses stratifikatsioonis on saasteaine hajumine kiire, neutraalses keskmine ja stabiilses aeglane, siis ülemise ja alumise inversiooni mõju on teineteisele vastupidine: ülemine inversioon “surub” saaste aluspinnalähedasse kihti, alumine inversioon hajutab selle kõrgematesse kihtidesse. Hajumine sõltub saasteallika paiknemisest: kõrgeimad kontsentratsioonid maapinnalähedasest allikast (näiteks autod) tekivad olukorras, kus maapinna lähedal on inversioon (st. stabiilne), kõrgemast allikast aga võib sõltuvalt vertikaalse ja horisontaalse hajumise suhtelisest kiirusest tekkida kõrgeim kontsentratsioon parematel hajumistingimustel, kohas kus saastejuga jõuab aluspinnale.

Lisaks adveksioonile ja hajumisele peab mudel (vastavalt kasutamise eesmärgile) arvesse võtma veel mitmeid protsesse:

- sooja ja/või kiire joa algtõus korstnast väljumisel;
- kuiv- ja märgsadenemine (põgusalt puudutatud p 3.3.9);
- keemilised reaktsioonid;
- erinevad allikad: punktallikad (korstnad), joonallikad (tänavaliiklus), pindallikad (elamupiirkonnad).

Tavaline tehnika joon- ja pindallikate arvestamiseks on nende jaotamine punktallikateks. See tehnika võimaldab mistahes allikaid arvesse võtta ka Gaussi

modelis. Vaatamata äärmisele lihtsusele ja füüsilisele piiratusle on Gaussi mudel jätkuvalt kasutusel, seda isegi küllaltki komplitseeritud linnasaaste arvutustes. Põhjuseks on see, et tavaolukorras, ilma spetsiaalsete kallite mõõtmisteta (helianemomeetrid, mitmed mõõtmiskohad eri kõrgusel), on küllaltki vähe nii meteoroloogilisi andmeid kui ka andmeid saasteallikate kohta, nii et füüsiliselt täiuslikumate mudelite eelised ei tule otsustavalt ilmsiks. Määravaks saab sel juhul Gaussi mudeli ökonoomsus (väiksem arvutusmaht).



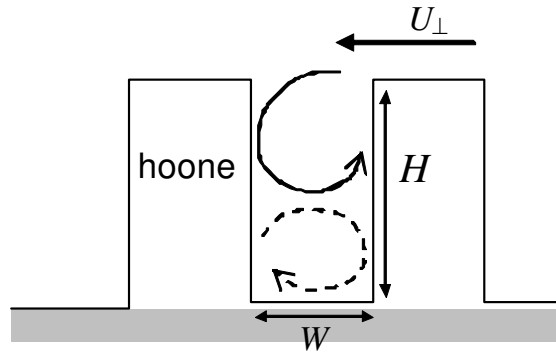
Joonis 9.7. Korstnast väljuva suitsujoa käitumine erinevatel hajumistingimustel. Vasakul on toodud temperatuuri käik kõrgusega iga juhu jaoks.

Mikroskaala mudelid on kiiresti arenenud ja laiemalt levinud alates üheksakümnendate aastate algusest. Arusaadavalt on eriti palju tööd tehtud hajumisarvutusteks linnamajade vahel. Üheks väga levinud ideaaljuhiks, millele otsitakse lahendeid, on tänavakanjon – ühtlase kõrgusega fassaadiga mõlemalt poolt ääristatud sõidetav tänav. Tavaliselt loetakse tänavakanjoniks niisugust tänavat, mille aspektisuhe (*aspect ratio*, hoonete kõrguse ja tänava laiuse suhe) on suurem kui üks (joonis 9.8), mõnikord alates poolest. Sellise kõrgusega hoonete vahel on ventilatsioon raskendatud ja liiklussaaste kontsentratsioonid kanjoni põhjas on seda kõrgemad, mida suurem on aspektisuhe. Kanjoniga ristuv tuul põhjustab selles õhukeerise, mistõttu õhuvahetus on selles aeglane. Kui aspektisuhe on oluliselt suurem ühest, moodustub kanjoni põhjas veel teine vastassuunaline ja nõrgem keeris, mis halvendab segunemist välisõhuga veelgi. Tänavakanjonis toimuva täpseks modelleerimiseks on vaja kolmemõõtmelist mikroskaalamudelit, mis kirjeldab detailselt õhuvoolu takistuste ümber mõnemeetrise võrgulahutusega – see nõuab mõnest kvartalist suuremas alas väga suuri arvutiressursse ja seetõttu ei ole rakenduslikes arvutustes kuigi levinud. Detailsete numbriliste mudelite kõrval leidub

ka lihtsaid empiirilisi valemeid. Mitmetest varasematest valemitest füüsikaliselt paremini põhjendatud on 2001. aastal Belgia instituudis VITO C. Mensinki ja N. Levykyi poolt välja pakutud seos liikusest põhjustatud kontsentratsiooni C jaoks:

$$C = \frac{Q}{U_{\parallel} \left(\frac{H}{L} \right) W + (K_o + l U_{\perp}) \left(\frac{W}{H} \right)} \quad (9.25)$$

kus Q on emissioon ühikuliselt teelõigult ajaühikus (ühik seega näiteks $g/(ms)$), W kanjoni laius fassaadist fassadini, H hoonete kõrgus ehk teiste sõnadega kanjoni sügavus, L kanjonis asuva sirge teelõigu pikkus ning U_{\parallel} ja U_{\perp} vastavalt tuule kiiruse komponent piki kanjonit ja kanjoniga risti. K_o on turbulentse difusiooni koefitsient väikestel tuule kiirustel – kui tuul väga nõrk, siis domineerib läbisegamine konvektsiooni teel (vt. ka joonis 9.6). l on parameeter, mida nimetatakse iseloomulikuks segunemispikkuseks (*characteristic length of exchange*). Metoodika autorid pakuvad K_o ja l konstantseteks väärtusteks vastavalt $1,5 \text{ m}^2/\text{s}$ ja 1 m .



Joonis 9.8. Tänavakanjoni ristlõige. Aspektisuhe avaldub kujul H/W , vt. ka valem (9.25).

9.3.3. Gaussi pilve mudel

Üks lihtsamaid ja ajalooliselt varasemaid viise, kuidas arvutada lisandi hajumist õhus koos mittesirgjoonelise ja ajas muutuva adveksiooniga, põhineb samuti Gaussi jaotusel.

Lihtsustame difusiooni-adveksioonivõrrandi (9.6) kujule, milles arvestatakse ajalist muutlikkust ja difusiooni (konstantsete koefitsientidega), kuid mitte adveksiooni, ning allikaliige kujutab endast hetkelist emissiooni punktallikast. Need eeldused ei tähenda mitte tingimata tuulevaikust, sest me võime kirjeldada difusiooni põhivooluga kaasa liikuvas (Lagrange'i) koordinaatsüsteemis. Saame:

$$\frac{\partial C}{\partial t} - K_x \frac{\partial^2 C}{\partial X^2} - K_y \frac{\partial^2 C}{\partial Y^2} - K_z \frac{\partial^2 C}{\partial Z^2} = M \delta(t) \delta(X) \delta(Y) \delta(Z - H) \quad (9.26)$$

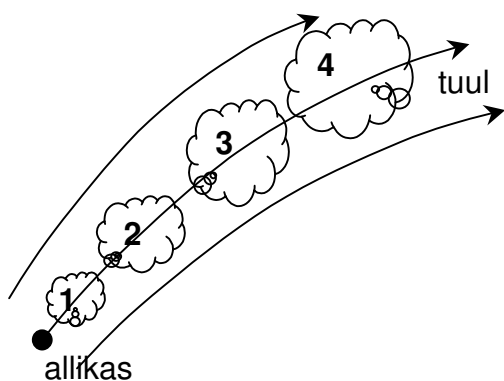
kus X , Y ja Z tähistavad koordinaate põhivooluga kaasaliikuvas süsteemis ja M on alghetkel allikast väljapaiskunud lisandi mass. Võrrandi (9.26) lahend on

$$C = \frac{M}{(2\pi)^{3/2} \sigma_x \sigma_y \sigma_z} \exp \left[-\frac{X^2}{2\sigma_x^2} - \frac{Y^2}{2\sigma_y^2} - \frac{(Z-H)^2}{2\sigma_z^2} \right] \quad (9.27)$$

kus hajumisparameetrid avalduvad kujul $\sigma_i = (2K_i t)^{1/2}$, $i = X, Y, Z$. Valemil (9.27) põhinevat mudelit nimetatakse Gaussi pilve (*Gaussian puff*) mudeliks. Lisades

üksteisele piisavalt lähedastel ajahetkedel uusi Gaussi pilvi, saame pideva joa, mis hajub allikast kaugenedes (joonis 9.9).

Gaussi pilve mudel võimaldab arvestada nii kõverjoonelist adveksiooni, allika, tuultevälja kui ka difusioonikonstantide ajalist muutlikkust, kuid muus osas on tal sama ranged piirangud kui Gaussi joa mudelil: kõrgusest sõltumatu difusioon ja tuul; ei saa käsitleda detailselt sadenemist aluspinnale ja levikut aluspinna lähedal. Veel üks kitsendus on seotud Gaussi pilve mõõtmega: kui põhivoo divergents on nii suur, et voolujooned lahknevad pilve ulatuses oluliselt, siis osutub lähend ebatäpseks. Enamasti see viga siiski väga suur ei ole. Mudelit on püütud täiustada eraldi Gaussi pilve segmentide kasutamisega mitmes õhukihi. Gaussi pilve mudel ja muud analüütiliste lahendite integreerimisel põhinevad meetodid on viimasel ajal teed andnud täisnumbrilistele mudelitele.



Joonis 9.9. Saastejoa “ülesehitamine” Gaussi pilvedest nr 1 – 4. Igal pilve keskmega on seotud oma koordinaatsüsteem X, Y, Z .

9.3.4. Lagrange'i osakeste mudel

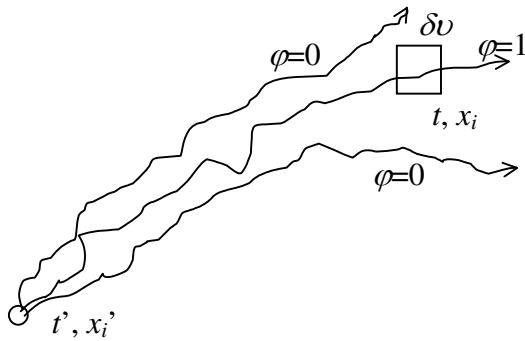
Lagrange'i osakeste mudelis (*Lagrangian particle model*) modelleeritakse turbulentset hajumist otseselt, lähtudes selle stohhastilisest olemusest. Vaadeldakse prooviosakesi, mis liiguvad turbulentses voos. Turbulentne voolujoonte pilt ei kordu ühelgi ajahetkel päris täpselt, kuid piisavalt suure hulga prooviosakeste puhul moodustavad trajektoorid parve, mis on ekvivalentne deterministlikust difusiooni-adveksioonivõrrandist (9.6) saadud lahendiga. Teoorias annab kontsentratsiooni punktis koordinaatidega x_i ajahetkel t keskmistamine üle ansambli:

$$C(x_i, t) = \int_0^t \int p(x_i, t, x_i', t') S(x_i', t') dt' dx_i' \quad (9.28)$$

Võrrand (9.28) on ülimalt abstraktne. Selgitame integraalialuse korrutise kahte liiget eraldi. Liige S kirjeldab allikate tugevust sarnaselt sama tähistusega liikmele võrrandis (9.6). Allika kujule ei ole piirangud, üldjuhul võib tegemist olla ruumallikaga. Liige p avaldub keemiliselt inertse lisandi jaoks kujul

$$p(x_i, t, x_i', t') = \frac{\varphi(x_i, t, x_i', t')}{\delta v} \quad (9.29)$$

kus δv on prooviruumala (milles kontsentratsiooni vaadeldakse). Funktsioon $\varphi = 1$ iga niisuguse kiiruse välja (põhivool pluss fluktuatsioonid) jaoks, milles ajahetkel t' ruumpunktist koordinaatidega x_i' välja lastud osake jõuab ajahetkeks t ruumpunkti koordinaatidega x_i (täpsusega δv). Kõigil muudel juhtudel $\varphi = 0$. Funktsioon φ sisuliselt loendab osakesi, mis jõuavad meid huvitava vastuvõtjani (joonis 9.10).

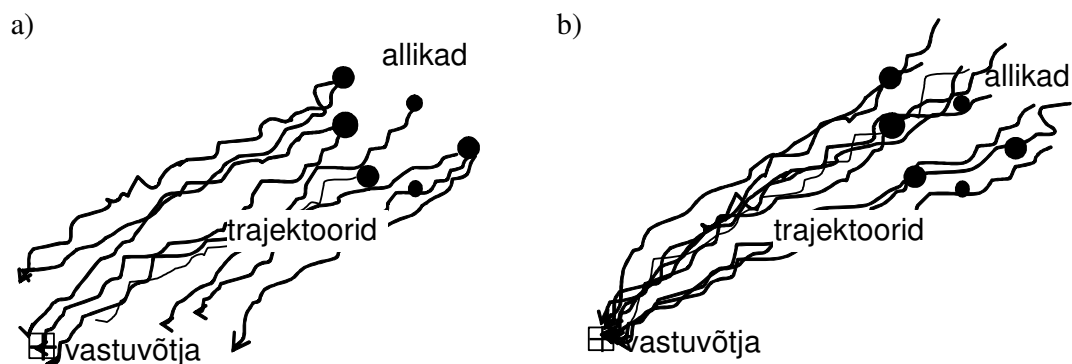


Joonis 9.10. Funktsiooni φ väärtused sõltuvalt prooviosakese trajektooriga.

Lagrange'i osakeste mudeli füüsikaline sisu peitubki funktsiooni φ leidmises. Numbrilises mudelis realiseeritakse see sageli prooviosakeste nihutamise, kusjuures nihke juhuslik (turbulentne) osa genereeritakse vastavalt teatud seostele, mis kirjeldavad atmosfääri seisundit (võivad tuleneda näiteks Navier-Stokes'i võrrandist (9.20)).

Üheks näiteks Lagrange'i mudeli allikale orienteeritud rakendusest on animatsioon võrguaadressil http://meteo.physic.ut.ee/~markoz/Environmental_Physics_in_Tartu_University_Estonia_files/default_data/muudatused/saastelevi.html. Arvutus on tehtud Soome Meteoroloogiamuuseumi mudeliga SILAM lendtuha sadenemise kohta Narva elektrijaamadest ja mõnedest väiksematest saasteallikatest Kirde-Eestis ajavahemiku kohta, mille jooksul tehti lumikatte uuringutel põhinevaid sadenemismõõtmisi. Arvutustes kasutati kokku 200000 prooviosakest, kusjuures arvutuse jooksul sadenenud või arvutuspiirkonnast väljunud osakesed “retsükleeriti” – iga “kaotatud” osakese asemel väljus allikast uus.

Lagrange'i mudelit saab edukalt kasutada ka vastuvõtjale orienteerituna – pole põhimõttelist vahet, kas jälgida trajektoore ajas edasi või tagasi, meteoroloogilised väljad on samad, nii nagu ka turbulentsi statistika. Selle meetodi ingliskeelne nimetus on *inverse modelling*, matemaatiku taustaga modelleerijad kasutavad ka terminit *adjoint modelling*. Sel juhul asendatakse kontsentratsioon mõistega tundlikkusjaotus (*sensitivity distribution*) ja allikas mõistega tundlikkusallikafunktsioon (*sensitivity source distribution*). Kui on tegemist punkt mõõtmistega, siis tundlikkusallikafunktsioon kujutab endast mõõdetud kontsentratsiooni. Prooviosakeste trajektoorid hajuvad sellest ajast tagasi vastavalt difusiooni-adveksioonivõrrandile (9.6), moodustades tundlikkusjaotuse.



Joonis 9.11. Lagrange'i osakeste mudel allikale (a) ja vastuvõtjale (b) orienteeritud ülesande korral.

Lagrange'i osakeste mudeli vastuvõtjale orienteeritud režiimis saab arvestada mitmest vastuvõtjast lähtuvaid trajektoore. Rohkem vastuvõtjaid lisab allikate asukohtade määramisele täpsust, sest vastuvõtjatesse jõudvad trajektoolid lõikuvad allika asukohas (Joonis 9.11).

9.4. Veesaaste leviku mudelid

9.4.1. Difusioonivõrrand hüdraulikas

Difusioonivõrrandi üldkuju vees sarnaneb võrrandiga (9.6) õhu jaoks. Ka looduslikus vees on liikumine enamasti turbulentne nagu õhuski, seega on tegemist turbulentsse difusiooni koefitsientidega (nimetatakse ka turbulentsse viskoossuseks, *eddy viscosity*), mis on üldjuhul eri sihtides erinevad ning sõltuvad ruumikoordinaatidest ja ajast.

Lisandi levik suures seisuveekogus ei erine väga palju levikust atmosfääris, kui arvestada turbulentsi aeglasemat arengut ja soojusvahetust peamiselt veekogu pinna kaudu.

9.4.2. Saasteaine levik jões

Vaatleme teatud ajahetkel jõe teatud ristlõike punktist vette sattunud saasteaine levikut. Eeldame, et järgnevatel hetkedel allikaid ei ole, seega jääb võrrandi (9.30) paremale poolele null. Suuname x -telje allavoolu. Siis y -telg on sellega horisontaalselt risti ja z -telg pinnalt alla suunatud:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \text{div}(\mathbf{v}C) - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) = 0 \quad (9.30)$$

Teeme lihtsustava eelduse, et veekogu põhi on tasane, st. ristlõige ristkülikukujuline – näiteks betoneeritud kanal. Turbulentsse viskoossuse arvutamiseks võetakse kasutusele hõõrdekiirus (*friction velocity*) u_* :

$$u_* \equiv \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = \sqrt{gdS} \quad (9.31)$$

kus τ on mehhaaniline pinge, ρ vee tihedus, g raskuskiirendus, d jõe sügavus ja S lang – kõrguste vahe ja vastava jõelõigu pikkuse suhe. Hõõrdekiiruse mõistet kasutatakse samadel eesmärkidel ka atmosfääri piirkihi füüsikas. Valemi (9.31) vasakpoolne võrdus (samusus) on hõõrdekiiruse definitsioon. K_x , K_y , K_z avalduvad hõõrdekiiruse, jõe sügavuse ja empiiriliste kordajate kaudu. Esimeses lähenduses eeldatakse, et need on jõe ristlõikes konstantsed. Üldtunnustatud vertikaalse difusioonikordaja väärtus on

$$K_z = 0,067 u_* d. \quad (9.32)$$

Ristsuunalise kordaja puhul on leitud reaalseste vooluveekogude jaoks tugev sõltuvus veekogu iseloomust:

- $K_y = 0,15 u_* d$ sirge kanali jaoks;
- $K_y = 0,24 u_* d$ tüüpilise niisutuskanali jaoks;
- $K_y = 0,6 u_* d$ loogelise jõe jaoks. (9.33)

Valemite (9.31) – (9.33) põhjal sõltuvad difusioonikordajad tugevalt jõe sügavusest.

Kui meil on tegemist ühekordse saastelekkega veekokku, siis ilmselt huvitab ka see, kui kiiresti hajub reostus jõe voolu suunas, st. kui kiiresti kasvab reostunud lõigu pikkus (ja seega alaneb saasteaine kontsentratsioon) allavoolu liikudes. Seda ei saa isegi mitte esimeses lähenduses arvutada (9.32) – (9.33) tüüpi seostest, sest jõe voolukiiruse erinevus ristlõikes (paraboolne profiil, vt. p. 4.1.2.) annab täiendava segunemise. Piltlikult võib seda seletada nii, et hästisegunenud saaste jääb kalda ääres (väike voolukiirus) keskmisest voolust maha, jõe keskosas (suur voolukiirus) aga

jõuab ette. Eeldades, et v võrrandis (9.30) on keskmine voolukiirus jõe ristlõikes, avaldub K_x kujul:

$$K_x = \frac{1}{A} \int_0^W u'(y) h(y) \int_0^y \frac{1}{K_y h(y_2)} \int_0^{y_2} u'(y_1) h(y_1) dy_1 dy_2 dy \quad (9.34)$$

Kus u' on voolukiiruse hälve üle ristlõike keskmistatud kiirusest, $h(y)$ on jõe sügavus kohal y , W jõe laius, A jõe ristlõike pindala ning y_1 ja y_2 on integreerimismuutujad. Keeruline integraal (9.34) tuleneb voo leidmisest üle ristlõikepindala. Seda pikemalt analüüsimate tõstame esile esmapilgul võibolla paradoksaalse tõsiasja: pikisuunaline turbulentse difusiooni koefitsient jões on pöördvõrdeline ristisuunalisega. Seletus on järgmine: mida nõrgem on ristisuunaline segunemine (just see põhjustab turbulentset takistusjõudu), seda teravamaks kujuneb kiiruse profiil: suurim kiirus ristlõikes on keskmise suhtes suurem. Järelikult, saastelaigu “väljavenimine” jões on kiirem. Kui eeldada, et põhi on tasane ja K_y on ristlõikes ühtlane (9.33), siis saame (9.34) integraali alt välja tuua kõik sügavused ja K_y ning tulemuseks on

$$K_x = \frac{1}{WK_y} \int_0^W u'(y) \int_0^y \int_0^{y_2} u'(y_1) dy_1 dy_2 dy \quad (9.35)$$

(on arvestatud, et $A = Wh$).

Juhul kui lisand on jõe ristlõikes juba hästi segunenud, kirjeldab selle levikut allavoolu ühedimensionaalne võrrand

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} = K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (9.36)$$

millel on analüütiline lahend Gaussi jaotuse kujul:

$$C = \frac{M}{2\sqrt{\pi K_x t}} e^{-\frac{(x-ut)^2}{4K_x t}} \quad (9.37)$$

Valem (9.37) kujutab endast ühemõõtmelist “Gaussi pilve” (vrd. 9.27), mis liigub keskmise voolukiirusega allavoolu. Pidevalt toimivast sisselasust väljuva saaste arvutusvalemid on põhimõttelt sarnased Gaussi joa valemile (9.8). Piisavalt kaugel allikast, kui saaste on jõe ristlõikes ühtlaselt hajunud, taandub ülesanne triviaalseks arvutuseks, allika tugevuse (heitkogus ajaühikus) jagamisele vee ruumkiirusega ehk äravoolumooduliga (vt. ka p. 4.1.2).

9.4.2. Põhjavee liikumise võrrandid

Põhivõrrandid (Darcy võrrandid) pannakse kõige lakoonilisemalt kirja kujul

$$\mathbf{q} = -k \cdot \text{grad} \phi \quad (9.38)$$

kus tähistused on:

\mathbf{q} – vooluvektor;

k – hüdrauline juhtivus;

ϕ – hüdrauline potentsiaal (*groundwater potential, groundwater head*).

Vaatame neid lähemalt. Vooluvektor \mathbf{q} tähendab vee hulka, mis ajaühikus läbib ühikulise pinna (ühik tavaliselt $\text{m}^3/(\text{m}^2\text{s})$, seega sisuliselt kiirusvektor) ja on tavaliselt otsitav suurus.

Hüdrauline juhtivus avaldub kujul $k = \kappa \rho g / \mu$, kus μ on vee dünaamiline viskoossus, κ mulla läbilaksvus (empiiriline parameeter, mis on suurem suuremate pooride korral), ρ ja g vastavalt vee tihedus ja raskuskiirendus. k väärtused mõnede pinnasetüüpide korral on toodud tabelis 9.1. Juhul kui pinnas on oma läbilaskvusomaduste poolest anisotroopne ehk laseb eri suundades erinevalt äbi, siis on hüdrauline juhtivus tensor (tähistatakse \mathbf{k}).

Hüdrauliline potentsiaal ϕ on defineeritud kui veesamba kõrgus kokkuleppelise nulltaseme z kohal mõõtetorus (st. pinnase kapillaarsusest tingitud tõusu ei arvestata)

ja avaldub kujul $\phi = z + \frac{p}{\rho g}$, kus p on veesamba rõhk (joonis 9.12). Komponentides lahti kirjutatuna ja arvestades ϕ definitsiooni avalduvad võrrandid (9.38) kujul

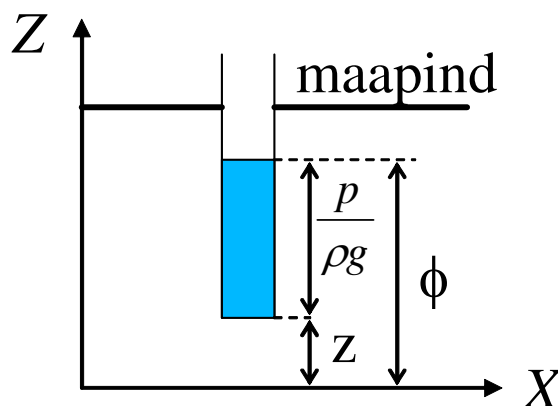
$$\begin{aligned}\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\mu}{\kappa} q_x &= 0 \\ \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\mu}{\kappa} q_y &= 0 \\ \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\mu}{\kappa} q_z + \rho g &= 0\end{aligned}\quad (9.39)$$

Võrrandites (9.39) sisaldub vee liikumise dünaamika ilma difusioonita, sarnaselt atmosfäärifüüsika põhivõrranditele (9.14) – (9.18). Enamikul juhtudel võibki erinevalt õhust ja avaveekogudest põhjavees difusiooni arvestamata jätta, sest turbulents poorses pinnases ei toimi ning molekulaarne difusioon on vees veel palju aeglasem kui õhus.

Võrrandid (9.39) tuletas 1856. aastal prantsuse insener Henry Darcy rakendusliku ülesande tarbeks, milleks oli Dijoni linna (Burgundia ajalooline keskus) veevärgi projekteerimine. Need sisaldavad mitmeid lihtsustusi, näiteks ei arvestata vee tiheduse muutumisega, mis võib erineva soolsusega vee puhul olla dünaamika jaoks päris oluline. Võrrandites (9.39) ei ole kiirenduse liikmeid, sest enamasti on kiirendus pinnavee liikumisel suure takistuse tõttu kaduvväike. See eeldus ei pea nii hästi paika allikate ja neelude korral.

Tabel 9.1. Mõnede pinnasetüüpide hüdrauliline juhtivus k , mullaosakeste suurus d ja vee kapillaarse tõusu kõrgus h .

	k (m/s)	d (mm)	h (m)
Savi	$10^{-10} - 10^{-8}$	$<0,002$	2 – 4
Aleuriit	$10^{-8} - 10^{-6}$	0,002 – 0,06	0,7 – 1,5
Liiv	$10^{-5} - 10^{-3}$	0,06 – 2	0,12 - 0,35
Kruus	$10^{-2} - 10^{-1}$	>2	u. 0



Joonis 9.12. Hüdrauliline potentsiaal, määratud veetaseme järgi lahtises mõõtetorus.

Kasutatud kirjandus

- Boeker, E., van Grondelle, R. Environmental Science. Physical Principles and Applications. Wiley, 2001, 362 lk.
- Boeker, E., van Grondelle, R. Environmental Physics. Wiley, 1995, 448 lk.
- Colls, J. Air Pollution. Spon Press, 2002, 560 lk.
- Jaaniste, J. Füüsika, loengukursus Eesti Maaülikoolis. <http://www.obs.ee/~jaak/> (autori loal).
- Jürissaar, M. Meteoroloogia. Õpik era- ja ametlenduritele. Tartu Lennukolledž, 1998., 187 lk.
- Maslansky, C. J., Maslansky, S. P. Air Monitoring Instrumentation. Van Nostrand Reinhold, 1993, 304 lk.
- Meishner P. Weather Radar, Springer 2004, 337 lk.
- Männik, A. Üldmeteoroloogia (loenguslaidid), Eesti Lennuakadeemia (autori loal).
- Realo, E., Keskkonnadosimeetria ja kiirguskaitse (loenguslaidid), TÜ (autori loal).
- Rinehart, R. E. Radar for Meteorologists, Rinehart Publications, 2004, 482 lk.